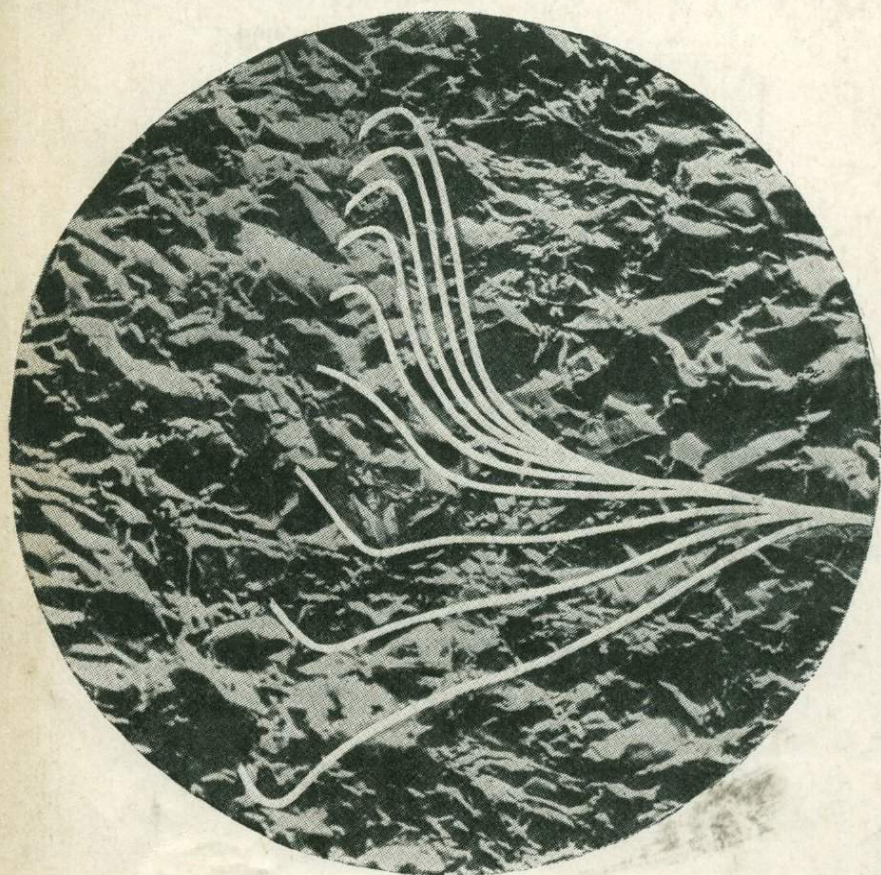


А. И. Савич,
З. Г. Яценко

ИССЛЕДОВАНИЕ
УПРУГИХ И
ДЕФОРМАЦИОННЫХ
СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМИ
МЕТОДАМИ



А. И. Савич,
З. Г. Яценко

ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГИХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
д-ра техн. наук, проф.
А. М. Епипатьевой



МОСКВА «НЕДРА» 1979

2855

Савич А. И., Яценко З. Г. Исследование упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. М., Недра, 1979. 214 с.

В книге изложены физические основы применения сейсмоакустических методов для оценки деформационных свойств пород. Выведены теоретические зависимости между упругими и деформационными показателями для однородных и неоднородных упругих и упруго-вязких сред. Проведено сопоставление статических и динамических модулей для образцов и для пород в их естественном залегании, оценено влияние масштабного фактора на показатели деформируемости при изучении различных объемов пород.

Большое внимание в работе уделено анализу и обобщению основных закономерностей изменения упругих и деформационных параметров с удалением от дневной поверхности в глубь массива, вдоль склона, вокруг горных выработок, в зонах тектонических нарушений. На практических примерах показано влияние на упругие и деформационные характеристики горных пород их трещиноватости, неоднородности и анизотропности.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-сейсморазведчиков, работающих в различных областях инженерных изысканий.

Табл. 27, ил. 80, список лит.—128 назв.

С развитием в нашей стране гидротехнического строительства, строительства транспортных туннелей и крупных промышленных комплексов особую актуальность приобрела проблема всестороннего изучения пород, на которых (или в которых) возводятся те или иные инженерные сооружения. При строительстве крупных сооружений нагрузка на породы может достигать $(80 \div 100) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$, и это может вызвать опасные для сооружений деформации локальных частей массива. В связи с этим одним из основных вопросов исследования горных массивов является изучение их упругих и деформационных свойств [9, 21, 36, 39, 41]. Знание количественных показателей деформируемости массивов — их модуля деформации и коэффициента Пуассона — позволяет находить оптимальные проектные решения и прогнозировать «поведение» горных массивов под воздействием различных инженерных нагрузок. Погрешности в определении модулей деформации могут приводить к значительному удорожанию строительства, а также к потере устойчивости того или иного сооружения [47, 57, 117].

Широко применяемые в Советском Союзе и за рубежом статические методы определения модуля деформации с помощью штампов, радиальных прессов, прессиометров и дилатометров, несмотря на достаточную точность измерений, обладают рядом существенных недостатков. Основной из них — невозможность определения модулей для больших объемов породы, которые непосредственно воспринимают нагрузки от сооружения. Чтобы перейти от масштабов статических испытаний к масштабам исследований, соизмеримым с крупными структурными элементами массива, в данные статических наблюдений обычно вводят те или иные поправочные коэффициенты [84], и это, естественно, вносит определенный субъективизм при выборе расчетных параметров. Кроме того, сама постановка полевых статических опытов требует значительных затрат времени и средств.

Сейсмоакустический метод, основанный на использовании упругих волн широкого диапазона частот (от 30—50 Гц до 50—100 кГц), позволяет определять упругие и деформационные свойства практически любого заданного объема породы. Измеряемые при этом величины отражают влияние трещиноватости, анизотропности и неоднородности реальных массивов, т.е. влияние тех причин, которые обуславливают наиболее значительные изменения упругих и деформационных характеристик пород в их естественном залегании. Сейсмоакустический метод

изучения деформационных свойств позволяет не только уточнять и распространять на массив данные статических опытов, но и имеет самостоятельное значение при оценке свойств внутренних частей массивов и при изучении крупных структурных элементов. Неслучайно поэтому в различных странах мира, начиная с 50-х годов, для характеристики деформационных свойств пород на участках строительства широко используют различные модификации сейсмоакустического метода: сейсмоакустические, акустические и ультразвуковые исследования [13, 21, 36, 39, 47, 119 и др.].

Применением сейсмоакустических методов для оценки деформационных свойств скальных горных пород при изысканиях под гидротехническое строительство в течение ряда лет занимается институт Гидропроект. Общие вопросы использования сейсмоакустических методов для изучения свойств и состояния горных массивов частично освещены в работе [78]. При изучении деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами возникают дополнительные трудности, обусловленные недостаточной физической обоснованностью метода, отсутствием унифицированной методики определений и слабой систематизацией данных по связи статических и динамических показателей деформируемости горных пород.

В настоящей книге, посвященной изучению деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами, сделана попытка в какой-то мере решить эти вопросы, что, несомненно, позволит повысить эффективность сейсмоакустических методов изучения и надежность определения упругих и деформационных свойств горных массивов.

Данная работа написана на основании исследований, выполненных институтом Гидропроект на Ингурской ГЭС на р. Ингури, Усть-Илимской ГЭС на р. Ангаре, Токтогульской ГЭС на р. Нарын, Нурекской ГЭС на р. Вахш, Зеленчукских ГЭС на р. Большой Зеленчук, гидроузла Кырджали в НРБ и других объектах. В работе использованы также опубликованные материалы отечественных и зарубежных исследователей¹.

А. И. Савичем написаны части первая и вторая, глава 3 третьей части и заключение. З. Г. Яценко написаны введение и глава 1 третьей части. Главы 2 и 4 третьей части написаны З. Г. Яценко и А. И. Савичем совместно.

¹ Авторы выражают глубокую благодарность дру техн. наук проф. А. М. Епинатьевой за помощь и консультации при работе над книгой и ее редактирование на общественных началах, Л. Б. Зайцевой, выполнившей значительный объем работ по обработке экспериментальных данных, по составлению и оформлению графических приложений. Авторы глубоко признательны Е. Г. Шаровой, проделавшей большую работу по подготовке рукописи к печати.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 1

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Деформируемость — одно из наиболее общих свойств реальных геологических сред, характеризующее изменения в относительном расположении частиц материального тела или среды, которые возникают в результате силового воздействия [12]. Поскольку земная кора в целом и отдельные локальные участки ее испытывают непрерывное силовое воздействие, обусловленное тектоническими и гравитационными силами, то деформационные процессы с той или иной интенсивностью непрерывно происходят и проявляются на поверхности и во внутренних частях Земли в самых различных масштабах. В результате развития этих процессов возникают различные природные явления и, в частности, коровые землетрясения, значительные деформации локальных участков земной коры, разрушаются основания крупных инженерных сооружений и т. д. Все это определяет необходимость всестороннего изучения деформационных процессов в земной коре и особенно тщательного изучения и прогноза возможных деформационных явлений при проектировании и строительстве крупных инженерных сооружений [39, 41, 47, 82 и др.].

В настоящее время подобные исследования ведутся в различных областях науки о Земле. Для обнаружения и изучения деформационных процессов как во внутренних частях, так и на поверхности нашей планеты используется широкий арсенал средств и методов, включающий космические измерения, долговременные наземные геофизические и геодезические наблюдения, натурные геотехнические исследования на участках крупных инженерных сооружений, определение свойств и состояния пород в их естественном залегании и на образцах методами механики горных пород [12, 90, 116].

В последние годы начинают применяться комплексные методы изучения деформационных процессов, которые базируются на традиционных методах «глобальной» геофизики и на методах механики горных пород. Наиболее отчетливо подобная

тенденция проявилась при создании физических основ тектонофизики [12, 116], разработке теории возникновения и прогноза коровых землетрясений [51, 90, 94] и, в частности, теории возникновения «вызванных» землетрясений [109, 120].

Объединение указанных выше исследований основано на том, что во всех случаях изучаются различные стороны одних и тех же или однотипных деформационных процессов, и поэтому результаты различных видов исследований дополняют друг друга. В указанном комплексе методами механики горных пород, как правило, исследуют участки земной коры, доступные для проведения прямых наблюдений за деформационными процессами, динамика развития которых часто определяется и контролируется в ходе планируемого эксперимента. При этом появляются возможности более глубокого изучения особенностей протекания процессов деформации и выявления наиболее общих закономерностей деформирования горных массивов, которые могут быть использованы и при анализе результатов «глобальных» исследований.

Известно, что в земной коре деформационные процессы любого масштаба определяются абсолютными значениями и особенностями изменения во времени и пространстве естественных напряжений, а также характеристиками связей между тензорами напряжений и деформаций, или деформационными свойствами горных пород. Изучение деформационных свойств горных пород — составная часть исследования деформационных процессов [116]. Это большая и сложная задача, при решении которой используют данные различных методов [12, 98, 116]. Сложность ее решения обуславливается многообразием исследуемых сред. Значительные осложнения возникают также и вследствие того, что уравнения связи между деформированным и напряженным состоянием могут менять свой вид при переходе от задач одной области механики деформируемых сред к другой [17]. Поэтому в отдельных областях науки для характеристики деформируемости горных пород используют различные совокупности физических параметров [3, 17, 21, 117 и др.], которые не всегда можно однозначно увязать между собой. Установление соответствия между параметрами, полученными различными методами, позволит значительно расширить возможности комплексного изучения свойств земной коры, а следовательно, и возможности изучения самих деформационных процессов.

Одним из этапов подобной работы является определение соотношений между статическими и динамическими показателями деформируемости реальных геологических сред. Статические параметры деформируемости могут быть установлены методами механики горных пород [9, 21, 23 и др.], а динамические наиболее просто — сейсмическими или сейсмоакустическими методами [78 и др.]. Решение этой задачи имеет не только

научное, но и большое практическое значение, поскольку появляется возможность использовать данные сейсмоакустических исследований для определения деформационных характеристик горных пород и тем самым сократить объемы дорогостоящих статических испытаний на участках строительства крупных инженерных сооружений [39, 40, 96].

Ниже излагаются предпосылки решения указанной задачи.

Способы описания деформационных свойств в механике горных пород

В настоящее время для описания упругих и деформационных свойств скальных горных массивов в механике горных пород применяют аппарат линейной теории упругости, в соответствии с которым основными характеристиками свойств однородной и изотропной среды являются модуль упругости E и коэффициент поперечной деформации или Пуассона μ [42].

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что горные массивы представляют собой сложно построенные среды, расчлененные поверхностями раздела на отдельные объемные структурные элементы различных порядков. Образование этих элементов связано с влиянием ряда геолого-тектонических и физических факторов и, в первую очередь, с наличием в разрезе различных литолого-петрографических комплексов пород, разрывных нарушений, трещиноватости, естественных напряжений и т.п. Указанная совокупность природных факторов приводит к тому, что свойства и состояние пород в структурных элементах могут варьировать в широких пределах, обуславливая общую неоднородность всего массива. Упорядоченная неоднородность мелких структурных элементов вызывает квазианизотропию свойств более крупных частей среды. Дискретность, неоднородность и анизотропность — характерные особенности скальных горных массивов, которые существенно влияют на их свойства и требуют особого подхода к изучению деформации пород в условиях их естественного залегания [9, 21, 39, 47].

Деформации большинства горных пород нелинейно связаны с действующими напряжениями [23, 42, 47 и др.]. Более того, их характер, как правило, существенно зависит от знака напряжений, так как деформации при нагружении породы резко отличаются от деформаций при разгрузке. Объективной характеристикой деформируемости среды являются графики деформации, отражающие связь между искусственно создаваемыми напряжениями σ и соответствующими относительными деформациями ϵ породы, которые определяются экспериментальным путем при загрузении локальных участков массива.

Такие кривые, полученные при изучении упругих свойств известняков района Ингурской ГЭС, приведены¹ на рис. 1.

При рассмотрении этих графиков обращает на себя внимание их сложная форма, что выражается в изменении кривизны различных ветвей нагружения, проявлении гистерезисных яв-



Рис. 1. Примеры графиков деформации $\varepsilon=f(\sigma)$ при различных схемах нагружения для карбонатных пород Ингурской ГЭС [81].

1 — нагрузка; 2 — разгрузка;
I—V — циклы нагружения

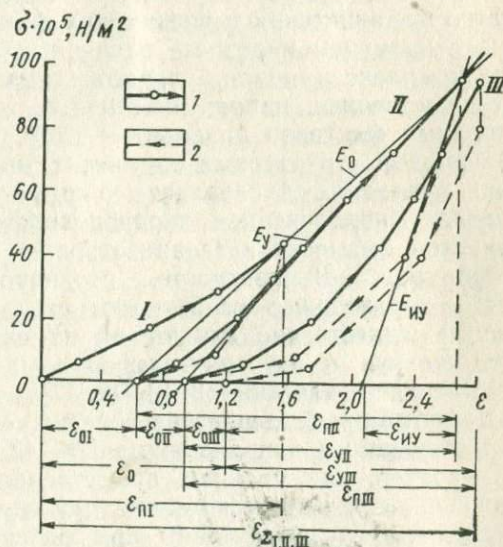


Рис. 2. Основные виды деформации горных пород.

1 — нагрузка; 2 — разгрузка

лений и последовательном увеличении общей деформации при росте числа циклов нагружений [81].

¹ По данным К. Л. Тер-Микаэляна (Гидропроект).

Согласно принятому в механике горных пород подразделению [117 и др.], общая или суммарная деформация ϵ_{Σ} , образующаяся за весь период действия нагрузки, состоит из двух основных частей: упругой ϵ_y и остаточной ϵ_o (рис. 2). При этом, если доля упругой деформации в суммарном значении ϵ_{Σ} определяется вкладом лишь последнего цикла нагружения, то величина ϵ_o равна сумме остаточных деформаций за все предшествующие циклы, т. е.

$$\epsilon_o = \sum_{i=1}^n \epsilon_{o_i}, \quad (1)$$

где n — общее число циклов нагружений.

Величина ϵ_{o_i} в каждом цикле образуется как за счет необратимых пластических деформаций, так и за счет «обжатия» породы и обусловленного этим смыкания трещин, пор и других пустот. Упругая деформация ϵ_y , в свою очередь, включает деформацию мгновенной или идеальной упругости $\epsilon_{иу}$ и релаксационную деформацию или деформацию упругого последействия ϵ_p , которая определяется внутренней вязкостью породы [42, 47, 60, 117]. Следовательно, деформации за n циклов нагружения могут быть описаны выражениями

$$\epsilon_y = \epsilon_{иу} + \epsilon_p; \quad (2)$$

$$\epsilon_{\Sigma} = \epsilon_{иу} + \epsilon_p + \sum_{i=1}^n \epsilon_{o_i}. \quad (3)$$

Полная деформация за один i -й цикл

$$\epsilon_{\Sigma_i} = \epsilon_{иу} + \epsilon_p + \epsilon_{o_i}. \quad (4)$$

Как видно на рис. 2, интенсивность проявления деформаций ϵ_y и ϵ_o зависит от знака прикладываемой нагрузки.

Таким образом, строение горных массивов и их поведение при загрузении сложнее, чем это предполагается в линейной теории упругости. В связи с этим применять математический аппарат, используемый для описания деформаций в сплошных и однородных упругих средах, для характеристики таких сложных систем, как горные массивы, следует с большой осторожностью [9, 86 и др.]. Практика инженерного строительства свидетельствует, что использовать указанный математический аппарат для характеристики горных пород можно лишь при строго ограниченных условиях деформирования реальных сред [86, 98]. При этом следует вводить отдельные показатели деформируемости при нагрузке (модуль деформации E_0) и при разгрузке (модуль упругости E_y), которые определяют поведение пород лишь в заданном диапазоне изменения напряжений [9, 47, 62]. В различных случаях для характеристики упругих и деформационных свойств пород используют (см. рис. 2):

а) модуль общей или суммарной деформации $E_{0\Sigma_i}$, определяющий общую деформацию среды при i циклах нагружения: $E_{0\Sigma_i} = \sigma/\varepsilon_{\Sigma_i}$;

б) модуль деформации при i -м цикле нагружения E_{0_i} , характеризующий полную деформацию среды при i -м цикле: $E_{0_i} = \sigma/\varepsilon_{\Pi_i}$;

в) модуль полной упругости E_y , определяющий полную упругую деформацию за i -й цикл нагрузки: $E_y = \frac{\sigma}{\varepsilon_{ny} + \varepsilon_p}$;

г) модуль мгновенной или идеальной упругости E_{ny} , соответствующий идеально-упругой деформации при i -м цикле: $E_{ny} = \sigma/\varepsilon_{ny}$, и коэффициент Пуассона или поперечной деформации μ [21, 47].

Поскольку графики $\varepsilon = f(\sigma)$, как правило, нелинейны, то указанные выше модули принято характеризовать диапазоном давлений, при котором они определяются [21, 47, 111, 117], например: $E_{c_{\Sigma 0/30}}$ — модуль суммарной деформации при изменении нагрузки от нуля до $3 \cdot 10^5$ Н/м² и т. д.

В соответствии с экспериментальными данными перечисленные выше показатели деформируемости в неоднородных и анизотропных средах зависят от направления действия нагрузки, а также от относительных размеров неоднородностей и объема деформируемой зоны [21, 47, 84, 86]. Если эта зона намного больше (более чем в 50—100 раз по объему) наиболее крупных структурных элементов, среда в первом приближении может рассматриваться как квазиоднородная и характеризоваться постоянными для каждого заданного направления параметрами [69, 84, 91]. Когда указанные элементы соизмеримы (или больше) с деформируемой зоной, среда представляется сложной системой, состоящей из отдельных структурных элементов с постоянными деформационными характеристиками [9, 47, 86, 117].

При решении инженерных задач в большинстве случаев необходимо знать характеристики деформируемости как отдельных элементов среды, так и всего деформируемого под сооружением массива. В неоднородных средах эти величины могут существенно различаться, и поэтому, говоря о свойствах пород неоднородного массива, следует различать обобщенные и частные показатели деформируемости.

Под обобщенными показателями деформируемости (упругости) горных пород следует понимать количественные характеристики свойств структурных элементов массива, деформируемых под воздействием естественных или инженерных нагрузок как единое целое. Показатели, определяющие деформируемость отдельных частей любого структурного элемента массива, являются его частными деформационными характеристиками. Характеристики обоих типов зависят от условий нагружения,

т.е. от величины, длительности и направления прикладываемых нагрузок, но они по-разному зависят от размеров (масштаба) площади загрузки или области воздействия.

При определении обобщенных показателей предполагается, что область воздействия всегда больше объема исследуемого элемента. В этом случае среда считается квазиоднородной и характеризуется независимыми от масштаба опробования (загрузки) показателями деформационных свойств. Если же область воздействия намного меньше заданного структурного элемента, как это принимается при определении частных показателей, то результаты опробования зависят от степени неоднородности исследуемого элемента среды. При значительной неоднородности исследуемого элемента средние показатели его деформационных свойств зависят от масштаба единичных опробований; в этом случае для таких показателей деформируемости, как модули упругости и деформации, наблюдаются объемные масштабные эффекты первого рода [14, 58, 69]. Таким образом, частные показатели деформационных свойств неоднородной среды зависят от масштаба опробования или от размеров областей воздействия. Следует, однако, отметить, что понятие обобщенных и частных характеристик в известной мере условно, так как обобщенные показатели элементов высших порядков являются частными характеристиками элементов более низких порядков и, наоборот, частные характеристики элементов низких порядков могут являться обобщенными показателями элементов более высоких порядков. Связь между частными и обобщенными характеристиками определяется характером и степенью неоднородности исследуемой среды, в частности, размером, конфигурацией и относительным положением неоднородностей различных порядков, числом порядков неоднородностей, степенью различия свойств пород в отдельных структурных элементах массива и т.п. [58, 69].

*Методы определения
показателей деформируемости
в механике горных пород*

Определение частных и обобщенных характеристик деформируемости пород в их естественном залегании в настоящее время основано на измерении упругих и деформационных свойств пород в отдельных, наиболее характерных в геологическом отношении опорных точках (участках) массива с последующей интерполяцией полученных результатов на весь массив с учетом его зонально-блочного строения [18, 39, 40, 69, 84].

Точность предсказания свойств при этом тем выше, чем полнее при интерполяции данных точечных измерений учтены раз-

личные природные факторы, обуславливающие изменение упругих и деформационных параметров, и чем надежнее определены опорные значения модулей.

Определение опорных показателей деформируемости пород

Опорные показатели деформируемости горных пород определяются в результате специальных статических их нагружений в отдельных наиболее характерных точках (участках) исследуемого массива. Основными статическими методами определения деформационных характеристик горных пород *in situ* являются [9, 21, 23, 36, 62]:

1) метод гидравлического обжатия (занапоренных камер); объем деформируемой зоны W_d — несколько кубических метров [47, 98 и др.];

2) метод радиальных прессов; объем деформируемой зоны W_d — несколько кубических метров [47, 117, 122 и др.];

3) метод штампов; $W_d \approx 0,2 \div 1,0 \text{ м}^3$ [9, 23];

4) метод плоских домкратов; $W_d \approx n \cdot \text{м}^3$ [36, 107];

5) метод гидравлических штампов; $W_d \approx 0,1 \div 1,0 \text{ м}^3$ [23, 91];

6) прессиометрический метод и метод скважинных дилатометров; $W_d \approx 10^{-2} \div 10^{-3} \text{ м}^3$ [21, 47, 98].

Характеристики свойств пород, получаемые каждым методом, могут существенно различаться, причем эти различия определяются степенью и характером неоднородности исследуемых пород [47, 98, 121]. В соответствии с выводами работы [121] расхождение модулей, определяемых различными методами, в некоторых случаях может достигать 50—100% и более. Характерно, что степень указанного расхождения в значительной мере контролируется размерами деформируемой зоны [47, 98, 121].

В СССР наиболее часто для оценки свойств пород *in situ* используют методы штампов и гидравлических штампов. В первом случае обычно применяют жесткие железобетонные (круглые и прямоугольные) или гибкие штампы площадью около 1 м^2 , которые располагают в специальных камерах, оборудованных в горных выработках. Определение модулей деформации базируется на решении Буссинеску о перемещении поверхности бесконечно упругого полупространства под действием нормально приложенной сосредоточенной нагрузки [21, 23 и др.]. Для практических расчетов используют формулу, учитывающую различие реальных условий проведения эксперимента и теоретических [23, 62]:

$$E_{0,y} = \frac{\sigma(1-\mu^2)rA_{шт}}{U_{0,y}}, \quad (5)$$

где $E_{0,y}$ — модуль деформации или упругости; σ — действующая

шее вертикальное напряжение; μ — коэффициент Пуассона; $U_{0,y}$ — полное или упругое перемещение (деформация) подошвы штампа радиусом (стороной) r на удалении r_0 от его центра; $A_{шт}$ — коэффициент, учитывающий форму, жесткость штампа и положение точки измерения.

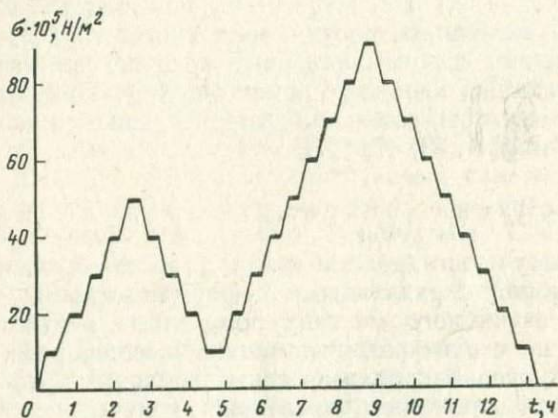


Рис. 3. Схема приложения нагрузок на штампы

В эксперименте измеряют величину деформации $U_{0,y}$ при дискретных значениях напряжений σ , создаваемых путем приложения нагрузки на штамп с помощью различных систем домкратов. Нагрузку на штампы обычно создают ступенями по $(5 \div 20) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ (в зависимости от требуемой детальности построения графика $\epsilon = f(\sigma)$) и выдерживают на каждой ступени до стабилизации деформации [23].

Максимальные напряжения на штамп σ_{\max} достигают $80 \text{—} 100 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ и более [9, 23 и др.]. Как правило, на одном штампе выполняется несколько циклов нагружений, предназначенных как для оценки изменения модулей при повторных нагрузках, так и для определения влияния степени уплотнения пород на их деформационные свойства. Типовая схема нагружения штампа, т.е. схема, характеризующая изменение нагрузок на штамп во времени t (рис. 3), свидетельствует, что при данном виде испытаний общая длительность силового воздействия на породу варьирует от нескольких часов до нескольких суток. Естественно, что здесь проявляются не только упругие, но и пластические деформации.

Для изменения этих деформаций обычно используют индикаторы часового типа (мессуры), которые позволяют измерять перемещения локальных участков подошвы штампа с точностью до $0,01 \text{ мм}$. Деформации измеряют в нескольких точках, расположенных на различных удалениях от центра

штампа по четырем — шести направлениям. Последнее выполняют с целью построения экспериментальных кривых осадки штампа. На основании сопоставления экспериментальных кривых с теоретическими получают информацию о степени анизотропности и неоднородности исследуемого блока породы. Подробно методика подобных исследований изложена в работах [23, 62 и др.]. В соответствии с этими работами существующие в механике горных пород способы расчета и измерений позволяют строить натурные графики $\varepsilon=f(\sigma)$ при штамповых опытах с точностью примерно 5%. Приблизительно такой же точностью измерений характеризуются и другие виды исследований [21, 39, 47, 117].

Интерполяция «опорных» определений

Для получения представления о пространственном распределении пород с различными деформационными свойствами в пределах изучаемого массива полученные результаты распространяют на структурные элементы массива, расчлененного на отдельные квазиоднородные зоны и блоки. Это выполняют при помощи каких-либо косвенных количественных показателей, например, воздухо- или водопроницаемости, геофизических параметров и т.п. Количественные характеристики деформируемости пород в структурных элементах, установленные указанным выше способом, соответствуют лишь масштабу исследований, принятому при опорных статических определениях. Для оценки свойств пород при других размерах областей воздействия (т.е. масштабах), так же как и для определения обобщенных показателей деформируемости более крупных структурных элементов, требуются дополнительные исследования [33, 38, 65 и др.].

Таким образом, интерполяция данных опорных статических испытаний включает: 1) определение показателей деформируемости пород в масштабе заданных статических испытаний для любых частей массива, в том числе и для участков, не охваченных статическими опытами (определение частных характеристик деформируемости); 2) установление эффективных параметров для структурных элементов массива, деформируемых как единое целое (определение обобщенных характеристик деформируемости).

До недавнего времени при интерполяции результатов статических испытаний ограничивались лишь определением деформируемости массива в масштабе статических опытов. Для распространения опорных значений модулей упругости и деформации на структурные элементы использовали как различные инженерно-геологические характеристики среды (например, показатели трещиноватости), так и некоторые физические параметры, определяемые геофизическими методами, в частности,

скорости распространения упругих волн и динамический модуль упругости. Практика работ доказала необходимость определения и обобщенных характеристик [82, 117 и др.]. Последнее обуславливается относительно невысокой степенью схематизации расчетных моделей и отображением в них лишь наиболее общих особенностей пространственной изменчивости свойств деформируемой среды. Как правило, размеры выделяемых при этом структурных элементов значительно превышают объемы породы, деформируемые при единичных испытаниях. В неоднородных средах это приводит к неучету масштабных эффектов в отношении модулей упругости и деформации, в результате чего средние характеристики модулей, определенные по данным статических опытов, и эффективные параметры деформируемости того или иного структурного элемента (как единого целого) могут существенно различаться. Следовательно, рассматриваемый фактор может привести к серьезным погрешностям в оценке общей деформируемости горных массивов и поэтому не может не учитываться при интерполяции результатов опорных статических определений.

Таким образом, одной из актуальных задач при изучении деформационных свойств горных пород, очевидно, является распространение результатов статических определений деформируемости пород в отдельных точках на весь массив с учетом его зонально-блочного строения, неоднородности и анизотропности свойств в отдельных структурных блоках, изменчивости его напряженного состояния, трещиноватости, обводненности и т. п. При этом должны быть получены параметры, характеризующие как отдельные участки массива, так и более крупные структурные элементы.

Для решения указанных задач могут быть использованы различные виды исследований; наибольшими же возможностями в данном случае обладают сейсмоакустические методы [36, 47, 78 и др.]. Применение сейсмоакустических методов для изучения деформационных свойств скальных горных массивов основано на существовании: 1) теоретических зависимостей между параметрами упругих волн (скоростями их распространения и характеристиками затухания) и характеристиками деформационных свойств идеализированных моделей реальных сред; 2) теоретико-экспериментальных зависимостей между свойствами идеализированных моделей и деформационными показателями реальных сред.

Совокупность теоретических и экспериментальных данных образует физические основы сейсмоакустического метода изучения деформационных свойств горных пород в их естественном залегании.

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ЗАВИСИМОСТИ
МЕЖДУ ПАРАМЕТРАМИ УПРУГИХ ВОЛН
И ПОКАЗАТЕЛЯМИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ
ИДЕАЛИЗИРОВАННЫХ МОДЕЛЕЙ РЕАЛЬНЫХ СРЕД**

В настоящее время вопросы распространения упругих волн исследуются в соответствующих разделах механики сплошных деформируемых сред: динамической теории упругости, реологии и т. п. [17, 31, 38, 42 и др.]. По характеру связей между тензорами напряжений и деформаций выделяются упругие и упруго-вязкие твердые среды [17, 31 и др.].

По характеру пространственного изменения деформационных свойств различают среды следующих типов: а) однородные и неоднородные; б) изотропные и анизотропные; в) дискретные и сплошные.

Перечисленные типы сред с различными свойствами, в принципе, объединяют все возможные типы реальных геологических образований. Однако теория распространения упругих волн достаточно полно разработана пока не для всех указанных идеализированных сред, и поэтому при практических работах обычно применяются теоретические выводы, полученные для наиболее простых из них; чаще всего используются результаты, полученные для сплошных однородных и изотропных упругих сред [11, 16, 24].

Сплошные однородные упругие среды

Для сплошной однородной и изотропной упругой среды соотношения между компонентами напряжений и деформаций определяются двумя независимыми постоянными [16, 31, 42]. В динамической теории упругости для этих целей обычно используют постоянные Ламе λ и μ , которые связаны с техническими (или механическими) характеристиками свойств среды — модулем упругости E и коэффициентом Пуассона ν — следующими выражениями [42 и др.]:

$$\tilde{\lambda} = \frac{E}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}; \quad \tilde{\mu} = \frac{E}{2(1 + \nu)}, \quad (6)$$

откуда

$$E = \frac{\tilde{\mu}(3\tilde{\lambda} + 2\tilde{\mu})}{\tilde{\lambda} + \tilde{\mu}}; \quad \nu = \frac{\tilde{\lambda}}{2(\tilde{\lambda} + \tilde{\mu})}. \quad (7)$$

Величину $\tilde{\mu}$ обычно называют модулем сдвига.

В безграничной однородной и изотропной упругой среде распространяются объемные упругие волны двух типов — продольные P и поперечные S [31, 42 и др.]. Значения $\tilde{\lambda}$, $\tilde{\mu}$ или

E и μ , а также плотность среды ρ характеризуют скорости этих волн:

$$v_p = \sqrt{\frac{\tilde{\lambda} + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\rho(1+\mu)(1-2\mu)}}; \quad (8)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\tilde{\mu}}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\mu)}}. \quad (9)$$

Согласно выражениям (8) и (9) при заданных значениях v_p , v_s и ρ упругие постоянные среды могут быть вычислены по формулам

$$\tilde{\lambda} = \rho(v_p^2 - 2v_s^2); \quad (10)$$

$$\tilde{\mu} = v_s^2 \rho; \quad (11)$$

$$E = v_p^2 \rho \frac{(1+\mu)(1-2\mu)}{(1-\mu)} = 2v_s^2 \rho(1+\mu); \quad (12)$$

$$\mu = \frac{v_p^2 - 2v_s^2}{2(v_p^2 - v_s^2)}. \quad (13)$$

На практике для определения E_d и μ часто используют специальные номограммы: номограмму Никитина для E_d (рис. 4) и номограмму Кнопова—Коптева для μ (рис. 5) [78].

В сплошных однородных и анизотропных упругих средах соотношения между напряжениями и деформациями в общем случае определяются 21 упругой постоянной [3, 42, 89]. В таких средах возникают объемные упругие волны трех типов: квазипродольные P и квазипоперечные SV и SH . Скорости распространения этих волн v_p , v_{SH} и v_{SV} , как правило, существенно различаются [42, 89].

Скорости v_p , v_{SV} и v_{SH} зависят от направления распространения колебаний: в анизотропных средах существуют направления, по которым скорости упругих волн принимают экстремальные значения. Число таких направлений и их взаимная ориентировка в пространстве определяются типом упругой симметрии или анизотропии исследуемой среды. В общем случае связи между упругими постоянными анизотропных сред и скоростями распространения в них упругих волн описываются сложными выражениями [42, 89], которые используются лишь для специальных расчетов [3, 85, 89].

Для практики наибольший интерес представляет случай гексагональной симметрии, соответствующий анизотропии трансверсально-изотропных сред [3, 49, 89, 114]. Упругие свойства этой среды описываются пятью упругими постоянными:

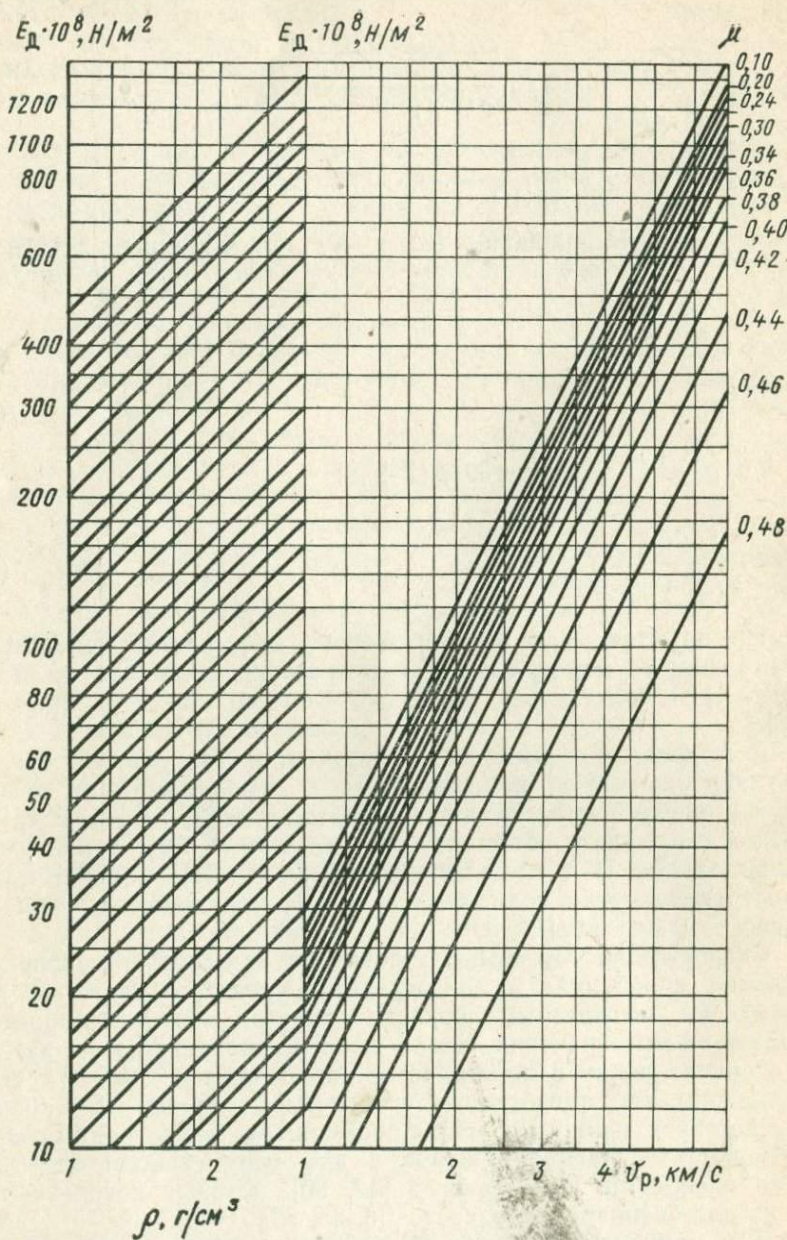


Рис. 4. Номограмма для определения динамического модуля упругости E_d по скорости распространения продольных волн v_p , коэффициента Пуассона μ и плотности ρ [78]

$$v_P = \sqrt{\frac{1}{2\rho} [C_{11} + C_{44} + (C_{33} - C_{11}) \cos^2 \varphi + \sqrt{C_{11} - C_{44} + 2B \cos^2 \varphi + P \cos^4 \varphi}]} \quad (15)$$

$$v_{SH} = \sqrt{\frac{1}{\rho} [C_{12} + (C_{44} - C_{12}) \cos^2 \varphi]} \quad (16)$$

$$v_{SV} = \sqrt{\frac{1}{2\rho} [C_{11} + C_{44} + (C_{33} - C_{11}) \cos^2 \varphi - \sqrt{C_{11} - C_{44} + 2B \cos^2 \varphi + P \cos^4 \varphi}]} \quad (17)$$

где

$$B = -C_{11}^2 + 2C_{13}^2 - C_{11}C_{33} + 3C_{11}C_{44} + 4C_{13}C_{44} + C_{33}C_{44};$$

$$P = C_{11}^2 + C_{33}^2 - 4C_{13}^2 + 2C_{11}C_{33} - 4C_{11}C_{44} - 8C_{13}C_{44} - 4C_{33}C_{44}; \quad (18)$$

φ — угол между направлением распространения волны \vec{n} и осью симметрии среды \vec{l} :

$$\cos \varphi = \vec{n} \vec{l}; \quad (19)$$

v_P — скорость квазипродольной волны P; v_{SV} — скорость квазипоперечной волны S, поляризованной субпараллельно оси симметрии (волна SV); v_{SH} — скорость квазипоперечной волны S, поляризованной в плоскости, приблизительно перпендикулярной к оси симметрии (волна SH).

Исходя из уравнений (15)–(19), упругие постоянные среды можно выразить через скорости упругих волн следующим образом [49, 78]:

$$C_{11} = \rho v_P^2|_{\varphi=90^\circ}; \quad C_{44} = \rho v_{SV}^2|_{\varphi=90^\circ} = \rho v_{SH}^2|_{\varphi=0};$$

$$C_{33} = \rho v_P^2|_{\varphi=0}; \quad C_{12} = C_{66} = \rho v_{SH}^2|_{\varphi=90^\circ};$$

$$C_{13} = C_{44} \left[\sqrt{\frac{\rho^2 (v_{P\varphi}^2 - v_{SV\varphi}^2)^2}{C_{44}^2} - \frac{1}{4} \left(\frac{C_{11}}{C_{44}} - \frac{C_{33}}{C_{44}} \right)^2} - 1 \right]. \quad (20)$$

В последнем выражении $v_{P\varphi}$ и $v_{SV\varphi}$ — скорости волн P и SV, измеренные в направлении, образующем угол с нормалью $\varphi = 45^\circ$.

Выразив упругие постоянные через скорости, найдем

$$C_{13} = \rho v_{SV}^2|_{\varphi=90^\circ} \left[\sqrt{\frac{(v_P^2 - v_{SV}^2)^2}{v_{SV}^4|_{\varphi=90^\circ}} - \frac{1}{4} \cdot \frac{(v_P^2|_{\varphi=90^\circ} - v_P^2|_{\varphi=0})^2}{v_{SV}^4|_{\varphi=90^\circ}}} - 1 \right]. \quad (21)$$

Следовательно, для определения упругих постоянных трансверсально-изотропной среды необходимо знать скорости,

измеренные: а) для квазипродольных волн — в направлениях $\varphi_1=0$, $\varphi_2=45^\circ$ и $\varphi_3=90^\circ$, т. е. v_{P0} , v_{P45} и v_{P90} ; б) для квазипоперечных SV волн — в направлении $\varphi_2=45^\circ$ и $\varphi_3=90^\circ$, т. е. v_{SV45} и v_{SV90} ; в) для квазипоперечных SH волн — в направлении $\varphi_1=0$ и $\varphi_3=90^\circ$, т. е. v_{SH0} и v_{SH90} .

Поскольку $v_{SV90}=v_{SH0}$, то искомые упругие постоянные C_{11} , C_{12} , C_{13} , C_{33} , C_{44} , C_{66} определяются шестью значениями скоростей и плотностью¹. Связь этих скоростей с модулем упругости описывается выражениями (14), (20) и (21).

Дискретные упругие среды

Среды, упругие свойства в которых резко изменяются от точки к точке, принято называть дискретными². Если при этом участки среды с резко различающимися значениями упругих параметров малы, а распределение этих параметров в пределах исследуемой зоны носит пуассоновский характер, подобная дискретная среда называется квазиоднородной и изотропной. Свойства такой среды определяются упругими характеристиками в отдельных дискретных точках (участках) и относительными размерами этих участков d по сравнению с размерами области воздействия D . Если $D \gg d$, среда характеризуется двумя упругими показателями — модулем упругости E и коэффициентом Пуассона μ , которые являются ее эффективными параметрами, определяющими общую деформацию при заданном масштабе воздействия. В этом случае связи между скоростями распространения упругих волн и упругими постоянными описываются уравнениями (10) — (13), в которых ρ имеет смысл средней плотности исследуемой среды.

Если $d \approx D$, то среда структурно-неоднородная, гетерогенная. При $d \approx D$ свойства среды в каждом структурном элементе, если он однороден и изотропен, определяются уравнениями (10) — (13). Общие свойства системы элементов при $d \approx D$ описываются более сложными выражениями, вид которых существенным образом зависит от взаимного расположения отдельных структурных элементов [4, 11, 16 и др.]. Для практики важен случай чередования плоских структурных элементов с различными упругими свойствами. Прототипом подобной модели могут служить переслаивающиеся толщи осадочных образований, а также трещиноватые массивы осадочных, изверженных и метаморфических пород. Упругие свойства таких сред и вопросы распространения в них упругих волн рассмотрены в работах [1, 49, 113, 114 и др.]. В частности, работами

¹ Для гексагональных сред величины C_{11} , C_{12} , C_{66} связаны соотношением $C_{66}=C_{11}-C_{12}$ [42].

² Примером подобных сред могут служить сыпучие среды, например, пески, а также сильно трещиноватые скальные породы [1,30].

Ю. В. Ризниченко [61], С. М. Рытова [64], Г. В. Поостма [118] и других исследователей показано, что слоистые среды при $d \ll D$ и в случае достаточно больших по сравнению с мощностью слоев длинами упругих волн являются квазиоднородными трансверсально-изотропными образованиями, которым свойственна гексагональная симметрия. Следовательно, эти среды характеризуются пятью упругими постоянными, связанными с нормальными скоростями распространения низкочастотных упругих волн соотношениями (16) — (21).

При значении d , соизмеримом с D , рассматриваемые среды обладают переменными обобщенными упругими параметрами, которые при прочих равных условиях изменяются в зависимости от отношения d/D [64, 78]. В соответствии с изменением упругих параметров меняются и скорости распространения упругих волн. Наиболее просто это можно проследить на примере изменения скорости продольной волны, распространяющейся перпендикулярно к поверхности напластования в толще однородных и изотропных переслаивающихся слоев двух типов, которые характеризуются следующими упругими постоянными: слои первого типа — постоянными Ламе λ_1 , μ_1 , плотностью ρ_1 и мощностью h_1 ; слои второго типа — постоянными Ламе λ_2 , μ_2 , плотностью ρ_2 и мощностью h_2 .

Согласно [64, 78], нормальная скорость $v_{f\perp}$ продольных волн, распространяющихся перпендикулярно к поверхности слоев, описывается дисперсионным уравнением

$$v_{f\perp} = \frac{2\pi f (1 + m) h_1}{\arccos(\cos 2\pi\beta \cos 2\pi\beta m\vartheta - Q \sin 2\pi\beta \sin 2\pi\beta m\vartheta)}, \quad (22)$$

где $v_{f\perp}$ — скорость распространения колебаний с частотой f ; $m = h_2/h_1$; $\beta = h_1/\lambda_1$; $v = a_1/a_2$; $\lambda_1 = a_1/f$; v_1 и v_2 — скорости продольных волн в слоях первого и второго типов; $Q = \frac{v_2^2 \rho_2^2 + v_1^2 \rho_1^2}{2 v_1 v_2 \rho_1 \rho_2}$.

Значения v_1 и v_2 связаны с постоянными Ламе соотношениями (8) и (9).

Из уравнения (22) следует, что скорость $v_{f\perp}$ является функцией частоты f и отношения $h_1/\lambda_1 = \beta$. В зависимости от β и степени дифференциации упругих свойств в отдельных структурных элементах значения скоростей $v_{f\perp}$ для реальных соотношений m , ρ_1/ρ_2 , v_1/v_2 могут варьировать в пределах нескольких десятков процентов. На рис. 6, взятом из работы [78], приведены графики, рассчитанные по формуле (22), которые отражают возможный диапазон изменений предельных значений $v_{f\perp}$ от v_{f0} до $v_{f\infty}$ (для $f \rightarrow 0$ и $f \rightarrow \infty$) при различных соотношениях параметров структурных элементов. На рис. 7 изображены графики изменения отношения $v_{f\infty}/v_i$ в зависимости от параметра β , вычисленные для слоистой модели со значением

$Q = \nu m = 2$ [78]. Судя по этому графику, с увеличением $\beta \sim \frac{d}{D}$ в среднем происходит уменьшение скорости v_f и постепенное ее приближение к значению $v_{f0} = v_0$. Характерно, что заметное изменение скорости происходит в интервале значений β при-

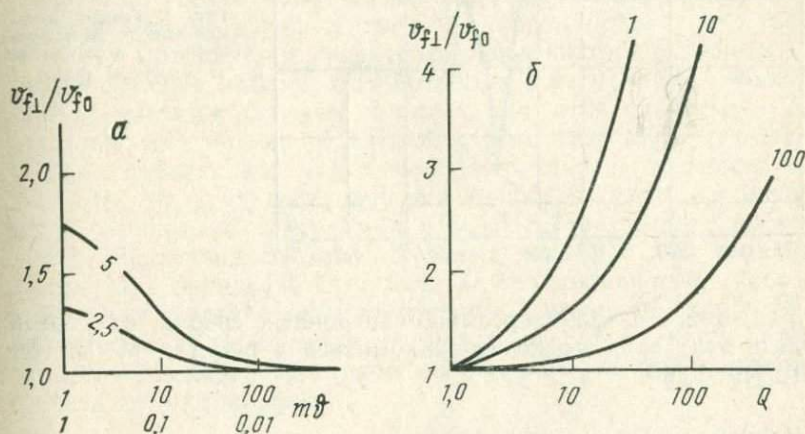


Рис. 6. Графики зависимости отношения v_{f1}/v_{f0} от параметров слоистой среды [78].

$a - \frac{v_{f1}}{v_{f0}} = F(m\delta)$, параметр кривых — Q ; $б - \frac{v_{f1}}{v_{f0}} = \Phi(Q)$, параметр кривых — $m\delta$

близительно 0,05—3. При $\beta < 0,05$ $v_f = v_{f\infty}$, а при $\beta > 3$ $v_f \approx v_{f0}$.

По-видимому, подобные закономерности должны проявляться и в отношении обобщенных упругих постоянных, в том числе и в отношении модуля E и коэффициента Пуассона μ . Поскольку при $0,05 < \beta < 3$ зависимости между упругими постоянными среды и скоростями упругих волн описываются довольно сложными дисперсионными уравнениями, целесообразно искать эти связи в интервалах $\beta < 0,05$ или $\beta > 3$, когда они определяются довольно простыми выражениями [78]. В частности, для рассматриваемого случая распространения продольных волн вкrest слоистости, согласно [49, 61, 78 и др.], скорости высокочастотных $v_{f\infty}$ и низкочастотных v_{f0} колебаний определяются следующими выражениями:

$$v_{f\infty} = \frac{(1+m)v_1}{(1+m\delta)}; \quad (23)$$

$$v_{f0} = \frac{1+m}{\sqrt{1+\delta m^2 + 2Qm\delta}}. \quad (24)$$

С более детальным анализом зависимости скоростей низкочастотных волн P, SV и SH, распространяющихся по разным

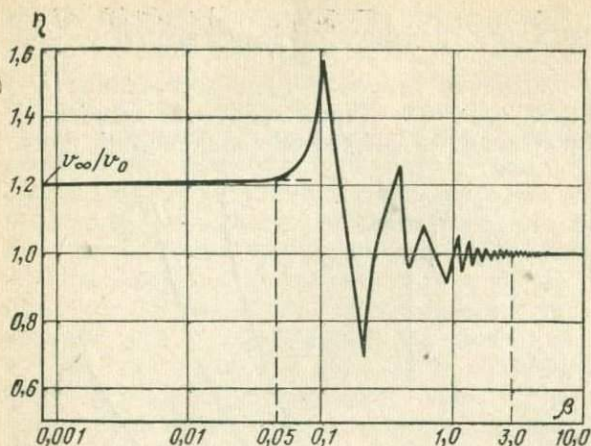


Рис. 7. График изменения отношения скоростей $\eta = v_{\infty} / v_i$ в зависимости от величины $\beta = h/\lambda$ [78]

направлениям в трансверсально-изотропных средах, от упругих свойств этих сред можно познакомиться в работах М. В. Невского [49 и др.].

Неоднородные упругие среды

Среды, свойства которых каким-либо образом (необязательно резко) меняются от точки к точке, называются неоднородными. Неоднородные упругие среды характеризуются пространственной изменчивостью упругих параметров. Неоднородность этих сред определяется размерами отдельных элементов неоднородностей, их распределением в пространстве и степенью неоднородности.

Элементом неоднородности обычно называют наибольший объем породы, который при данном масштабе исследований может рассматриваться как внутренне однородный по какому-либо одному (или совокупности) заданному признаку и отличающийся по этому признаку от смежных с ним объемов [21, 35, 47, 58].

Под степенью неоднородности понимается интенсивность различия совокупности упругих параметров (или одного из них) в ансамбле элементов неоднородностей, образующих область пространства, свойства которой определяют результат решения поставленной задачи [47, 58 и др.].

Дискретные упругие среды — одна из разновидностей неоднородных сред они характеризуются более резкими изменениями упругих свойств в соседних структурных элементах. Рассмотренные выше закономерности изменения упругих свойств в дискретных средах отражают особенности изменения упругих параметров и в неоднородных средах. Характер их проявления контролируется относительными размерами эле-

ментов и степенью неоднородности. В частности, если объем блока неоднородности d намного меньше области воздействия D , при пуассоновском распределении элементов неоднородности в пространстве среда выступает как квазиоднородный и квазиизотропный материал, упругие свойства которого характеризуются модулем E и коэффициентом μ , связанными со скоростями упругих волн соотношениями (8) и (9). При $d \ll D$ и закономерном распределении неоднородностей в пространстве могут проявляться свойства квазианизотропных сред. Подобное явление наблюдается в средах с регулярной неоднородностью, частным случаем которых являются слоистые трансверсально-изотропные образования. Для этих сред, так же как и для гетерогенных, характерна аномальная квазидисперсия скоростей упругих волн, которая наиболее резко проявляется, когда величина d соизмерима с D . В соответствии с работами [5, 68, 78], квазидисперсия объемных волн при заданном отношении d/D определяется степенью неоднородности исследуемой среды, вследствие чего графики изменения скоростей упругих волн в зависимости от параметра d/D могут служить объективной характеристикой неоднородности деформационных свойств изучаемых сред.

Упруго-вязкие твердые среды

Реальные геологические образования характеризуются рядом с упругостью широким спектром реологических свойств, и при распространении сейсмических волн в таких средах происходит поглощение энергии упругих колебаний, а также дисперсия скоростей их распространения [17, 22 и др.]. Для колебаний малой амплитуды, т.е. для деформаций порядка 10^{-4} и напряжений, не превышающих единицы бар, закономерности распространения упругих волн в таких средах в соответствии с выводами Г. И. Гуревича [17] могут быть описаны на основании обобщенного уравнения Максвелла.

В этом случае свойство однородной и изотропной упруго-вязкой среды определяется следующей совокупностью физических параметров: $\tilde{\lambda}$ и $\tilde{\mu}$ — постоянными Ламе; $\tilde{\lambda}_p$ и $\tilde{\mu}_p$ — релаксационными постоянными; T_m и T_p — временами релаксации напряжений (деформаций); ρ — плотностью.

Скорости упругих волн и декременты их затухания (Δp для продольных P и Δs для поперечных S колебаний) в подобной среде определяются выражениями [17]

$$v_p = \left[\frac{4M}{3\rho} + \frac{R^*}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}}; \quad (25)$$

$$v_s = \left[\frac{M}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}}; \quad (26)$$

$$\Delta s = \frac{\pi^2}{2} \frac{M}{\tilde{\mu}_p R}; \quad (27)$$

$$\Delta p = \Delta s \left[1 + \left(\frac{\tilde{\mu}_p R^*}{\tilde{K}_p M} - 1 \right) : \left(1 + \frac{4M}{3R} \right) \right]. \quad (28)$$

В уравнениях (25)–(28) приняты следующие обозначения:

$$M = \frac{\tilde{\mu}}{(1 + \tilde{\mu} q_1 / \tilde{\mu}_p R)}; \quad R^* = \frac{\tilde{K}}{1 + \tilde{K} q_2 / \tilde{K}_p R}; \quad R = \ln \left(\frac{T_M}{T_p} \right); \quad q_1 = \\ = \ln \left[\frac{1}{(1 + \tilde{\mu} / \tilde{\mu}_p R) T_p \omega} \right]; \quad q_2 = \ln \left[\frac{1}{(1 + \tilde{\mu} / \tilde{\mu}_p R) T_M \omega} \right]; \quad (29)$$

$\omega = 2\pi f$ — круговая частота; f — частота колебаний; \tilde{K} и \tilde{K}_p — объемные модули упругости и релаксации:

$$\tilde{K} = \frac{2}{3} \tilde{\mu} + \tilde{\lambda}; \quad (30)$$

$$\tilde{K}_p = \frac{2}{3} \tilde{\mu}_p + \tilde{\lambda}_p. \quad (30')$$

Согласно [17], совокупность указанных выше величин ($\tilde{\lambda}$, $\tilde{\mu}$, $\tilde{\lambda}_p$, $\tilde{\mu}_p$, T_M , T_p) и соотношений полностью определяет упругие и релаксационные свойства однородных изотропных конденсированных (т.е. единых с точки зрения деформаций) сред и закономерности распространения в них упругих волн. В частности, на основании уравнений (25)–(29) для модуля упругости E нетрудно получить следующее выражение:

$$E = \frac{9\tilde{\mu}\tilde{K}}{(1 + \tilde{\mu} q_1 / \tilde{\mu}_p R) (1 + \tilde{K} q_2 / \tilde{K}_p R)} \left[\frac{\tilde{\mu}}{1 + \tilde{\mu} q_1 / \tilde{\mu}_p R} + \frac{3\tilde{K}}{1 + \tilde{K} q_2 / \tilde{K}_p R} \right]^{-1}. \quad (31)$$

Коэффициент Пуассона упруго-вязкой среды

$$\mu = \frac{3R^* - 2M}{2(M + 3R^*)} = \frac{3\tilde{K}(1 + \tilde{\mu} q_1 / \tilde{\mu}_p R) - 2\tilde{\mu}(1 + \tilde{K} q_2 / \tilde{K}_p R)}{2[\tilde{\mu}(1 + \tilde{K} q_2 / \tilde{K}_p R) - 3\tilde{K}(1 + \tilde{\mu} q_1 / \tilde{\mu}_p R)]}. \quad (32)$$

Поскольку величины q_1 и q_2 связаны с $\omega \approx \frac{1}{\Delta T}$ (где ΔT —

период действия нагрузки), параметры, характеризующие деформационные свойства рассматриваемых сред, функционально зависят от длительности возникающих силовых воздействий.

Упругие волны, распространяющиеся в подобных средах, отличаются аномальной дисперсией, степень проявления которой определяется как соотношением упругих и релаксационных постоянных ($\tilde{\lambda}/\tilde{\lambda}_p$, $\tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p$), так и параметром R . Анализ приведенных выше зависимостей свидетельствует, что при прочих равных условиях дисперсия увеличивается с уменьшением отношения $T_M/T_p = e^R$.

Для реальных значений деформационных показателей $\tilde{\mu}$, $\tilde{\mu}_p$, \tilde{K} , \tilde{K}_p и R при значительном различии ω дисперсия скоро-

стей может достигать десятков процентов, что, в частности, и отмечалось в работах Л. В. Молотовой [46], Л. И. Боканенко [6] и других исследователей [78, 121].

Если упруго-вязкие среды неоднородны и анизотропны, то в них наряду с отмеченными особенностями проявляются все основные закономерности изменения деформационных параметров, свойственные анизотропным и неоднородным упругим средам. В связи с этим однородные анизотропные упруго-вязкие среды характеризуются зависимостью скоростей упругих волн от ориентировки профиля их измерения и аномальной дисперсией этих скоростей; в неоднородных средах аномальная дисперсия усиливается аномальной квазидисперсией скоростей, и в этом случае можно ожидать наиболее заметное изменение значений v_p и v_s для упругих волн различных диапазонов частот. Особенно сильно суммарный эффект изменения скоростей должен проявляться при размерах неоднородностей d , соизмеримых с длинами регистрируемых волн, когда, как это указывалось выше, наиболее резко проявляется квазидисперсия упругих волн.

Таким образом, на основании изучения закономерностей изменения скоростей упругих волн в упруго-вязких средах в различных диапазонах частот и при различных ориентировках профилей измерений в пространстве, так же как и для упругих сред, можно получить сведения о структуре этих образований и о параметрах, характеризующих их деформируемость. Цель настоящей работы — по полученной информации научиться оценивать параметры деформируемости, используемые в механике горных пород. Для решения указанной задачи выясним основные причины, влияющие на различие статических и динамических показателей деформируемости, и оценим степень влияния этих факторов.

Глава 3

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РАЗЛИЧИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ ПО ДАННЫМ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рассмотрим основные факторы, определяющие различие показателей деформируемости реальных горных массивов, устанавливаемых методами механики горных пород и сейсмоакустическими методами. Сопоставим сначала условия определения параметров деформируемости каждой из указанных групп методов, а затем, исходя из особенностей описания идеализированных моделей, оценим возможные различия однотипных характеристик среды, измеряемых различными методами. Выполним указанные процедуры по отношению к мо-

дулю E , который наиболее широко используется в механике горных пород [9, 21, 42, 117].

При сопоставлении условий определения модуля E , учитывая, что $E \sim \sigma/\epsilon$, оценим абсолютные величины напряжений и деформаций, а также характер их изменений при различных видах исследований (табл. 1).

Таблица 1

Сопоставление условий определения модуля E методами механики горных пород и сейсмоакустическими методами

Условия определения E	Методы		Различие в значениях E
	механики горных пород	сейсмоакустические	
Действующее напряжение, Н/м ²	10 ⁵ —10 ⁷	10 ¹ —10 ³	На 2—6 порядков
Характер изменения действующих напряжений	Переменный, ступенчатый	Переменный, периодический, плавный	—
Время действующих напряжений T , с	10 ³ —10 ⁵	10 ⁻¹ —10 ⁻⁶	На 4—11 порядков
Измеряемые деформации, мм	10 ⁻² —10 ⁻⁶	10 ⁻⁶ —10 ⁻⁹	На 2—6 порядков
Характер изменения измеряемых деформаций	Переменный, скачкообразный	Переменный (периодический), плавный	—
Типы измеряемых деформаций	Остаточные — упруго-пластические (релаксационные), упругие	Упруго-пластические, упругие	—

Примечание. Доля упруго-пластических деформаций существенно зависит от частоты сейсмических волн.

Из табл. 1 следует, что существуют значительные различия в условиях определения модуля E сравниваемыми методами. Наиболее значительным является тот факт, что данные сейсмоакустических методов в отличие от методов механики горных пород не содержат информации об остаточных деформациях изучаемых сред.

Следовательно, только по материалам сейсмических наблюдений нельзя судить о параметрах деформируемости, характеризующих полную деформацию, и поэтому для определения величин $E_{0\Sigma}$, E_{0i} и т. п. по результатам сейсмических работ необходимо иметь дополнительную информацию об интенсивности проявления остаточных деформаций.

Упругие и упруго-пластические свойства сред отображаются как в результатах сейсмоакустических наблюдений, так и в данных исследований методами механики горных пород. Этими методами изучается один и тот же деформационный процесс,

хотя и определяются параметры, характеризующие различные его стадии¹. Естественно, что на различных стадиях деформирования соотношения между упругими и упруго-пластическими деформациями могут меняться, и степень этой изменчивости характеризует различия между показателями деформируемости, устанавливаемыми сравниваемыми методами. Согласно табл. 1, наибольшие различия в условиях определения показателей деформируемости наблюдается по времени приложения и абсолютной величине действующих в опытах напряжений.

Проследим влияние этих факторов на модуль упругости E_y .

Влияние на модуль упругости длительности силового воздействия

Влияние этого фактора оценим на основании анализа теоретических выражений для модуля E_y и коэффициента μ , характеризующих свойства однородного изотропного упругого и упруго-пластического тела.

Для упругих тел изменение длительности силового воздействия приведет лишь к различию термодинамических условий деформирования и к изменению модуля E_y и коэффициента Пуассона μ в соответствии с термодинамикой процесса деформации [38, 42]. Если процесс протекает адиабатически, т.е. напряжения прикладываются так быстро, что ни в одной части тела не происходит какого-либо заметного поглощения или отдачи тепла, измеряются динамические (или адиабатические) упругие параметры.

Когда нагрузки (напряжения) прикладываются сравнительно медленно, так что выделяемое в процессе деформирования среды тепло успевает рассеяться в окружающее пространство и не происходит заметного изменения температуры деформируемого участка, т.е. процесс протекает изотермически, измеряются статические упругие постоянные. Судя по времени действующих напряжений в каждой из рассматриваемых групп методов, следует считать, что методами механики горных пород определяются статические, а сейсмоакустическими методами — динамические упругие постоянные. Поэтому в дальнейшем для более краткой характеристики деформационных параметров, определяемых методами механики горных пород и сейсмоакустическими методами, мы будем говорить о статических и динамических модулях и коэффициентах Пуассона. Степень их различия при предположении о независимости модулей от действующих напряжений определяется различием между адиабатическими и изотермическими упругими характеристиками

¹ Любой процесс статического нагружения включает момент приложения нагрузки (динамическое воздействие) и развитие процесса деформации во времени (статическое воздействие).

среды, которые, согласно [38], описываются следующими выражениями:

$$\frac{E_{ад}}{E_{из}} = \frac{1}{1 - E_{из} \frac{T\alpha^2}{9c_p}} = \frac{E_d}{E_c}; \quad (33)$$

$$\frac{\mu_{ад}}{\mu_{из}} = \frac{1 + E_{из} \frac{T\alpha^2}{9\mu_{из}c_p}}{1 - E_{из} \frac{T\alpha^2}{9c_p}} = \frac{\mu_d}{\mu_c}, \quad (34)$$

где $E_{ад}=E_d$ и $\mu_{ад}=\mu_d$ — адиабатические (динамические) модули упругости и коэффициент Пуассона; $E_{из}=E_c$ и $\mu_{из}=\mu_c$ — изотермические (статические) модули упругости и коэффициент Пуассона; T — абсолютная температура; α — объемный коэффициент расширения; c_p — теплоемкость при постоянном давлении, отнесенная к единице объема ($c_p = c\rho$, где ρ — плотность; c — удельная теплоемкость).

Расчеты показывают, что если взять $T \approx 300$ К, $\alpha \approx (1,0 \div \div 10) \cdot 10^{-5}$ (К⁻¹), $c \approx (0,1 \div 1,0) \cdot 10^3$ Дж/(кг·К), что отвечает средним свойствам горных пород, то для $E_{из} \geq 0,5 \cdot 10^{10}$ Н/м² различие между величинами E_d и E_c не превышает $n \cdot 0,1\%$. При тех же данных и $\mu_{из} \approx 0,25$ величина μ_d не более чем на $n \cdot 0,3\%$ превосходит μ_c . Следовательно, в упругих однородных и изотропных средах различное время действия напряжений не вызывает каких-либо существенных изменений упругих параметров и для этих сред характеристики упругих свойств, определяемые статическими и динамическими методами, практически совпадают.

Для статически неоднородных упругих сред при равной масштабности статических и динамических (сейсмоакустических) исследований различие между E_c и E_d , μ_c и μ_d также несущественно и описывается соотношениями (33) и (34). При различной масштабности измерений различие между упругими постоянными определяется не термодинамикой процесса деформации, а интенсивностью проявления масштабных эффектов, которые будут рассмотрены ниже.

Изменение модуля E_y и коэффициента Пуассона μ в однородных и изотропных упруго-пластических средах при различном времени действия нагрузки нетрудно проследить на основании анализа формул (31) и (32), сделав в них незначительные упрощения.

Для большей полноты последующих выводов оценим отношение модулей упругости E_{f_0} и E_f , а также коэффициентов Пуассона μ_{f_0} и μ_f , определяемых при различных частотах периодического силового воздействия f_0 и f . Тогда в соответствии с выражениями (31) и (32) для отношений E_{f_0}/E_f и μ_{f_0}/μ_f можно записать:

$$K_E = \frac{E_{f_0}}{E_f} = \frac{\left(1 + \frac{\tilde{\mu} q_{1f}}{\tilde{\mu}_p R}\right) \left(1 + \frac{\tilde{K} q_{2f}}{\tilde{K}_p R}\right)}{\left(1 + \frac{\tilde{\mu} q_{10}}{\tilde{\mu}_p R}\right) \left(1 + \frac{\tilde{K} q_{20}}{\tilde{K}_p R}\right)} \times$$

$$\times \frac{\left[\frac{\tilde{\mu}}{\left(1 + \frac{\tilde{\mu} q_{1f}}{\tilde{\mu}_p R}\right)} + \frac{3\tilde{K}}{\left(1 + \frac{\tilde{K} q_{2f}}{\tilde{K}_p R}\right)} \right]}{\left[\frac{\tilde{\mu}}{\left(1 + \frac{\tilde{\mu} q_{10}}{\tilde{\mu}_p R}\right)} + \frac{3\tilde{K}}{\left(1 + \frac{\tilde{K} q_{20}}{\tilde{K}_p R}\right)} \right]}; \quad (35)$$

$$K_\mu = \frac{(3R_0^* - 2M_0)(M_f - 3R_f^*)}{(3R_f^* - 2M_f)(M_0 - 3R_0^*)}, \quad (36)$$

где параметры с индексом «0» относятся к случаю воздействия с частотой f_0 , а параметры с индексом «f» — воздействию с частотой f ; $f = \frac{1}{\Delta T}$.

Исследуем более детально выражение для K_E . При этом, учитывая, что для скальных пород $q_1 \approx q_2 \approx q$, $\tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p R \gg 1$ и $\tilde{K}/\tilde{K}_p R \gg 1$ [17], выполним допустимые преобразования и упрощения. В результате получим

$$K_E = \frac{E_{f_0}}{E_f} = 1 - \left[\frac{\tilde{\mu}_p}{\tilde{\mu}} \frac{(1 + \mu_p)}{(1 + \mu)} + \frac{1}{(1 + \tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p R) 2\pi f_0 T_p} \right]^{-1} \times$$

$$\times \ln\left(\frac{f}{f_0}\right); \quad (37)$$

$$K_E = \frac{E_{f_0}}{E_f} = 1 - \left[\frac{E_p}{E_{иу}} + \frac{1}{(1 + \tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p R) 2\pi f_0 T_p} \right]^{-1} \ln\left(\frac{f}{f_0}\right). \quad (37')$$

В формулах (35) — (37') E_p , $E_{иу}$, μ_p и μ — релаксационные и идеально-упругие модули упругости и коэффициент Пуассона; в отличие от них E_{f_0} и E_f — комплексные модули, которые отражают как упругие, так и упруго-пластические (релаксационные) свойства среды, однако степень проявления последних определяется периодом действующей нагрузки, т. е. величиной f .

Из формул (37) и (37') следует, что с ростом отношения f/f_0 увеличивается различие модулей упругости, причем во всех случаях, если $f > f_0$, то $E_f > E_{f_0}$. Нетрудно доказать, что при одном и том же отношении f/f_0 коэффициент K_E тем больше, чем больше различие между релаксационным и идеально-упругим модулями и чем меньше T_p .

Чтобы количественно оценить возможные пределы изменения отношения E_{f_0}/E_f , зададимся допустимыми значениями параметров T_p и R , входящих в формулы (37) и (37'). Рассмотрим два случая: 1) различие модулей при $f_0 = \frac{10^{-3}}{2\pi} \text{ с}^{-1}$ и $f = \frac{10^4}{2\pi} \text{ с}^{-1}$; это соответствует различию времени воздействия

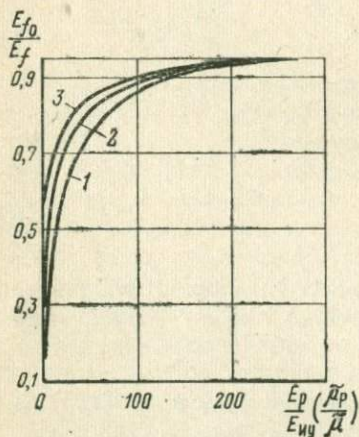


Рис. 8. Изменение отношения модулей E_{f_0} и E_f в зависимости от величины $E_p/E_{иу}$ ($\tilde{\mu}_p/\tilde{\mu}$).

1 — $f_0 = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, $T_p = 10^{-5} \text{ с}$, $f = 10^4 \text{ с}^{-1}$; 2 — $f_0 = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, $T_p = 10^{-10} \text{ с}$, $f = 10^4 \text{ с}^{-1}$; 3 — $f_0 = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, $T_p = 10^{-15} \text{ с}$, $f = 10^4 \text{ с}^{-1}$

при статических и динамических испытаниях образцов горных пород: $\Delta T_0 \approx 1,7 \text{ ч}$, $\Delta T \approx 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ с}$; 2) различие модулей при $f_0 = \frac{10^{-4}}{2\pi} \text{ с}^{-1}$ и $f = \frac{10}{2\pi} \text{ с}^{-1}$; такое различие между величинами ΔT_0 и ΔT наблюдается при натуральных испытаниях свойств пород *in situ* статическими ($\Delta T_0 \approx 17 \text{ ч}$) и сейсмическими методами.

Значения T_p , согласно работе [17], примем равными 10^{-5} — 10^{-15} с , что отвечает пределу изменения R от 10 до 50; поскольку для компактных сред $0 < \tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p R < 0,2$, то $0 < \tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p < 0,02$ и $0 < \frac{E_p}{E_{иу}} < 300$.

Графики возможных изменений отношения E_{f_0}/E_f при указанных выше значениях исходных упругих и релаксационных параметров изображены на рис. 8.

В соответствии с этими данными для реальных упруго-пластических сред различие между модулями упругости, определяемыми статическими и динамическими методами, может достигать нескольких десятков и даже сотен процентов.

При $E_p/E_{иу} > 10$, что характерно для скальных пород, отношение E_{f_0}/E_f находится в пределах 0,5—1,0, т. е. хорошо соответствует реально наблюдаемому различию между статическими и динамическими модулями упругости как для образцов,

так и для горных пород в их естественном залегании [50, 97 и др.].

Таким образом, на основании приведенных выше оценок следует считать, что влияние длительности силового воздействия ΔT на модуль упругости E_y может быть существенным только в упруго-пластических средах. Для скальных пород, характеризующихся четко выраженными пластическими свойствами, различие между модулями упругости, определяемыми динамическими и статическими методами, может достигать нескольких десятков процентов. Степень этого различия при прочих равных условиях контролируется интенсивностью проявления пластических деформаций (различием модулей E_{ny} и E_p) и вариациями величины ΔT при различных видах испытаний. Естественно предположить, что подобные же закономерности должны проявляться в неодородных и анизотропных средах. Дополнительные различия между величинами E_d и E_c , которые могут появляться в случае недостаточной корректности определения сравниваемых величин, не отражают природы рассматриваемых явлений и поэтому будут оценены особо.

Влияние на модуль упругости уровня действующих напряжений

Математический аппарат, применяемый для описания закономерностей распространения сейсмических волн, основан на предположении о независимости упругих свойств среды от динамических напряжений, создаваемых в ней упругими колебаниями [42]. Это предположение достаточно хорошо выполняется для тех уровней напряжений σ , которые создают упругими волнами. Однако уже при $\sigma \approx 10^6 \div 10^7$ Н/м² становится заметным нелинейный характер деформирования и, следовательно, проявляется зависимость упругих свойств среды от действующих напряжений [28, 42, 78].

Причины, обуславливающие указанное выше явление, могут быть различными — это нелинейная упругость идеально-упругого материала [17, 42], различная степень проявления пластических свойств [17, 60], несовершенная компактность среды и ее уплотнение при значительном уровне напряжений [17, 78].

В настоящее время довольно трудно рассчитать суммарное влияние всех указанных факторов на характер зависимости статического модуля E от величины σ . Поэтому произведем приближенные оценки. Для этих целей используем теоретические и экспериментальные данные, полученные для динамических упругих параметров [28, 78]. Учитывая, что в последнем случае исследуются зависимости типа $E_d = f(\sigma)$ при постоянном уровне $\Delta\sigma$, а не интересующие связи вида $E_d = F(\Delta\sigma)$, оценим зависимость модуля E_d от уровня действующих напряжений $\Delta\sigma$.

Примем, что модуль E_d , определяемый при постоянных статических напряжениях σ , равен $E_{d\sigma} = \Delta\sigma_d / \epsilon_d(\sigma)$, где $\Delta\sigma_d$ — уровень динамических напряжений, а $\epsilon_d(\sigma)$ — соответствующие им деформации. Из этого равенства следует, что $\epsilon_d(\sigma) = \Delta\sigma_d / E_{d\sigma}$.

Деформация ϵ_d при изменении σ от σ_0 до σ_i , т. е. при $\Delta\sigma_i$,

$$\epsilon_{d\Delta\sigma_i} = \sum_{i=0}^n \epsilon_d(\sigma),$$

где

$$n = \frac{\sigma_i - \sigma_0}{\Delta\sigma_d} = \frac{\Delta\sigma_i}{\Delta\sigma_d};$$

так как

$$\Delta\sigma_d \approx \text{const},$$

то

$$\epsilon_{d\Delta\sigma_i} = \Delta\sigma_d \sum_{i=0}^n \frac{1}{E_{d\sigma_i}} = \frac{\Delta\sigma_i}{n} \sum_{i=0}^n \frac{1}{E_{d\sigma_i}}. \quad (38)$$

Из уравнения (38), учитывая, что $E_{d\Delta\sigma_i} \approx \Delta\sigma_i / \epsilon_{d\Delta\sigma_i}$, получаем

$$E_{d\Delta\sigma_i} \approx n \left[\sum_{i=0}^n \frac{1}{E_d(\sigma_i)} \right]^{-1}. \quad (39)$$

Таким образом, динамический модуль упругости при уровне напряжений $\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$ приблизительно равен обратной величине суммы частных обратных значений модуля $E_{d\sigma_i}$, определенных при различных статических напряжениях σ_i . На основании формулы (39) нетрудно показать, что если $E_d = f(\sigma)$ — гладкая функция, то в первом приближении

$$E_{d\Delta\sigma_i} \approx \frac{2}{\frac{1}{E_{d\sigma_0}} + \frac{1}{E_{d\sigma_i}}} = \frac{2E_{d\sigma_i} E_{d\sigma_0}}{E_{d\sigma_i} + E_{d\sigma_0}}. \quad (39')$$

Равенство (39') используем в дальнейшем для приближенных оценок изменения модуля E_d в зависимости от уровня действующих напряжений $\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$.

Оценим отношение $E_{d\Delta\sigma_i} / E_{d\sigma_0}$. В соответствии с формулой (39') оно равно

$$\frac{E_{d\Delta\sigma_i}}{E_{d\sigma_0}} \approx \frac{2E_{d\sigma_i}}{E_{d\sigma_0} + E_{d\sigma_i}} = \frac{2}{1 + \frac{E_{d\sigma_0}}{E_{d\sigma_i}}}. \quad (40)$$

Если пренебречь изменением с давлением плотности материала и коэффициента Пуассона, то можно считать, что

$$\frac{E_{д\sigma_0}}{E_{д\sigma_i}} \approx \frac{v_p^2 \sigma_0}{v_p^2 \sigma_i},$$

где v_p — скорость продольных волн.

Следовательно,

$$\frac{E_{д\Delta\sigma_i}}{E_{д\sigma_0}} \approx \frac{2}{1 + \frac{v_p^2 \sigma_0}{v_p^2 \sigma_i}}. \quad (40')$$

Согласно работам [28, 78], в диапазоне нагрузок от нуля до $100 \cdot 10^5$ Н/м² скорость v_p для скальных горных пород меняется не более чем на 20%. В этом случае максимально возможное различие модулей $E_{д\Delta\sigma_i}$ и $E_{д\sigma_0}$ не превысит 19% и будет значительно меньше различия, обусловленного влиянием пластических деформаций.

Глава 4

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ПОКАЗАТЕЛЯМИ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, ОПРЕДЕЛЯЕМЫХ СТАТИЧЕСКИМИ И ДИНАМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Изложенные выше оценки различия показателей деформируемости горных пород, определенных сейсмоакустическими и статическими методами, сопоставим с экспериментальными данными. Попытаемся при этом выявить определенные закономерности в изменении соотношений между статическими и динамическими показателями деформируемости.

Соотношения между статическим и динамическим модулями упругости

В настоящее время накоплен обширный материал о соотношениях между статическим E_y и динамическим E_d модулями упругости. Представительные данные по этому вопросу можно найти в работах Х. Линка [110, 111], М. Болло [97 и др.], И. Иде [103], В. Цисмана [128], В. Н. Никитина [50] и др. [71, 88, 99, 102, 107]. Результаты перечисленных работ свидетельствуют о том, что отношение E_y/E_d для горных пород изменяется от 1,0 до 0,4—0,3 и менее, причем отмечается увеличение различия модулей с уменьшением их абсолютных значений [28, 107].

Анализ материалов, полученных различными исследователями, дает основание считать, что одной из причин большого разнообразия отношений E_y/E_d является неоднозначность определения E_y по результатам статических опытов. Действительно, если E_d находится однозначно и вполне определено, то в полу-

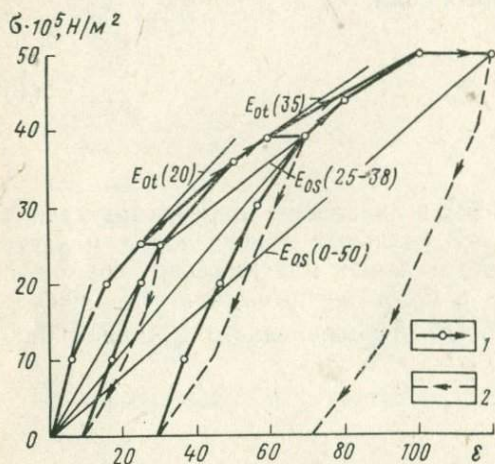


Рис. 9. Определение деформируемости горных пород по графику деформации (по Х. Линку [110].
1 — нагрузка; 2 — разгрузка; в скобках обозначены диапазоны изменения напряжения σ в 10^5 Н/м² при определении модулей

чени E_y такой определенности пока нет. По графику деформации, являющемуся исходным для вычисления модуля E_y , его величину находят по ветвям как нагрузки, так и разгрузки [47, 78]. При этом в одних случаях значение E_y вычисляют по наклону касательной в какой-либо точке («тангенс» — модуль E_{ot} , E_{yt} по терминологии Х. Линка [110, 111]), в других — по наклону секущей («секанс» — модуль E_{os} , E_{ys} по Х. Линку), соединяющей начальную и конечную, или начальную и любую точку на графике деформации (рис. 9).

Естественно, что подобным образом по одному графику $\epsilon = f(\sigma)$ можно получить множество значений E_y , а значит и ряд отношений E_y/E_d . Следовательно, чтобы повысить надежность определения отношения E_y/E_d , необходимо более строго унифицировать методику вычисления статического модуля упругости.

Этот вывод особенно существен для сред с более или менее четко выраженными упруго-пластическими свойствами, для которых характерен упругий гистерезис, вызывающий значительное различие формы и положения ветвей графика $\epsilon = f(\sigma)$ при приложении и снятии нагрузки [39, 47, 117]. Согласно Н. Н. Давыденкову [20], подобное явление в поликристаллической неоднородной среде обуславливается локальными пластическими деформациями, возникающими вследствие упругой неоднородности среды на контактах отдельных ее зерен. Величина упругого

гистерезиса определяется реологическими свойствами исследуемого материала, а также продолжительностью и уровнем действующих напряжений. Для горных пород, таких как гранит и мрамор, гистерезис наблюдается при совсем умеренных нагрузках [42] и довольно существен при уровне напряжений, исполь-

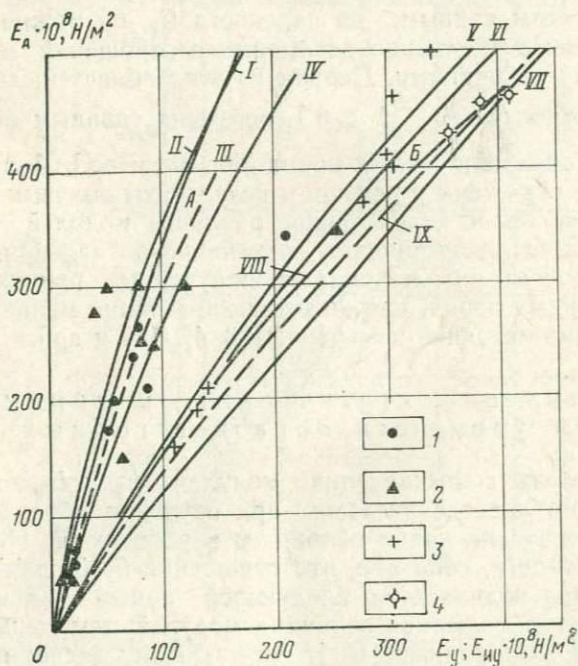


Рис. 10. Связь между модулями E_d , E_y и E_{ny} для различных типов горных пород.

Графики связи для следующих пород: I — известняков по [107], II — известняков района Токтогульской ГЭС (связь между E_d и E_y), III — известняков района Ингурской ГЭС (связь между E_d и E_y), IV — кристаллических гнейсов и сланцев района гидроузла Кырджали (связь между E_d и E_y), V — различных типов пород in situ по [97], VI — образцов различных типов пород по [88], VII — различных типов пород in situ по [102]; VIII — сводный график связи между E_d и E_{ny} для пород Токтогульской, Ингурской ГЭС и гидроузла Кырджали; IX — график связи между E_d и E_y из работ [50] и [78] (результаты полевых и лабораторных испытаний различных типов горных пород); единичные определения: 1 — для известняков по [125], 2, 3 — для различных типов пород in situ по [97] (2 — с учетом обжатия трещин, 3 — без учета обжатия трещин), 4 — для известняков Ингурской ГЭС (образцы); области связи величин: А — E_d и E_y , Б — E_d и E_{ny}

зуемых в методах механики горных пород. Естественно, что при проявлении упругого гистерезиса модули по ветвям нагрузки и разгрузки значительно различаются и это приводит к существенным погрешностям в определении отношения E_y/E_d .

Влияние указанной выше причины на различие модулей наиболее сильно сказывается при сопоставлении результатов изуче-

ния свойств пород в их естественном залегании, когда вследствие увеличения общей неоднородности среды в ней более четко проявляются гистерезисные явления и резче выявляются погрешности методик определения модуля E_y .

Рассмотрим результаты сопоставления величин E_y и E_d , полученные различными авторами [50, 97, 102 и др.] (рис. 10). Согласно этим данным, на плоскости E_y, E_d можно выделить две области существенно различных соотношений между сравниваемыми величинами. Первая из этих областей, характеризующаяся отношением $\frac{E_y}{E_d} > 0,5$, получена главным образом при изучении образцов горных пород [50, 103 и др.]. Для второй области, где отражены в основном результаты полевых испытаний, свойственно более значительное различие модулей (до 5 раз).

Проанализируем причины отмеченного явления, для чего сначала рассмотрим материалы, полученные при изучении образцов горных пород, для которых характерно менее существенное влияние методики измерений [23, 47, 117 и др.].

Сопоставление статических и динамических модулей упругости образцов горных пород

Результаты сопоставления модулей E_y и E_d , полученные различными исследователями при изучении образцов горных пород, достаточно полно обобщены в работах В. Н. Никитина, где, в частности, показано, что отношение E_y/E_d для различных типов пород подчиняется следующей общей закономерности: чем больше абсолютная величина модулей, тем меньше их различие [50]. Собранные В. Н. Никитиным экспериментальные данные (рис. 11) свидетельствуют, что в первом приближении совокупность однотипных по условиям определения значений E_d и $E_y = E_c$ (индекс «с» введен для обозначения статического модуля упругости E_y образцов горных пород) для различных типов пород может быть осреднена одним графиком, который описывается уравнением

$$E_c = 0,97 (E_d/E_{d \max})^{0,141} E_d, \quad (41)$$

где

$$E_{d \max} = 1,3 \cdot 10^{11} \text{ Н/м}^2.$$

Согласно этому уравнению,

$$\frac{E_c}{E_d} = 0,97 (E_d/E_{d \max})^{0,141}. \quad (42)$$

Отношение (42) изменяется от 0,97 при $E_d = E_{d \max}$ до 0,5 при $E_d \approx 0,010 E_{d \max}$. Нетрудно заметить, что диапазон возможных вариаций отношения модулей значительно превосходит их изменения, связанные с различной термодинамикой процесса деформирования.

Это свидетельствует о том, что при деформации образцов горных пород проявляются не только упругие, но и их пластические свойства и, следовательно, на модуль E_c влияют деформации упругого последействия.

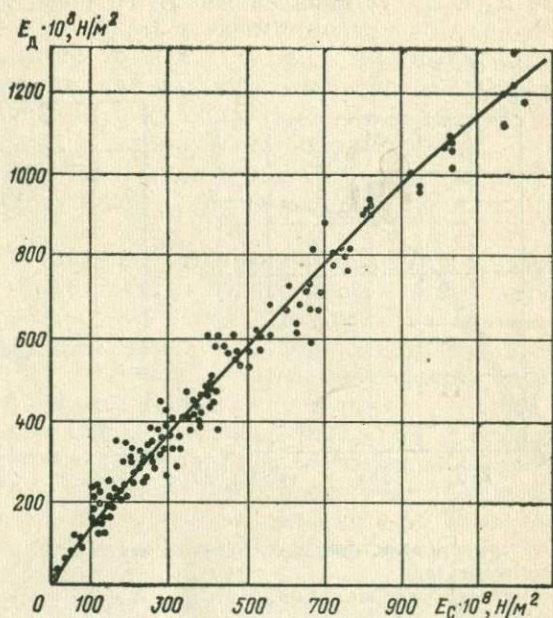


Рис. 11. График связи между E_d и E_c для различных типов горных пород [50]. Точками обозначены экспериментальные данные

Если предположить, что только влиянием упругого последействия обуславливается наблюдаемое различие модулей E_d и E_c , то по экспериментальной кривой $E_c/E_d = f(E_d)$ на основании уравнения (37') можно оценить диапазон возможного изменения соотношений идеально-упругого и релаксационного модулей $E_{иу}/E_p$, характерных для образцов горных пород. Выполним эту оценку, приняв в формуле (37') для образцов следующие параметры:

$$\ln\left(\frac{f}{f_0}\right) \approx 7; \quad \Delta T_0 = \frac{1}{f_0} \approx 1,7 \text{ ч};$$

$$T_p \approx 10^{-5} - 10^{-10} \text{ с}; \quad \frac{\tilde{\mu}}{\tilde{\mu}_p R} < 0,2.$$

Вычислив по формуле (37') отношение E_{f_0}/E_f для различных значений $E_p/E_{иу}$ и сравнив их с экспериментально установленными величинами E_c/E_d , найдем, что для образцов горных пород, характеризующихся динамическим модулем $E_d = 1 \div 10 \cdot 10^{10} \text{ Н/м}^2$, отношение $E_p/E_{иу}$ заключено в пределах 10—270 (см. рис. 11 и 12). Следовательно, для образцов релаксацион-

ный модуль E_p приблизительно на один-два порядка больше модуля идеальной упругости $E_{иу}$ и этим можно объяснить сравнительно небольшое влияние пластических свойств исследуемых материалов на величину модуля E_y . Таким образом, график связи E_d и E_c , установленный В. Н. Никитиным, можно рас-

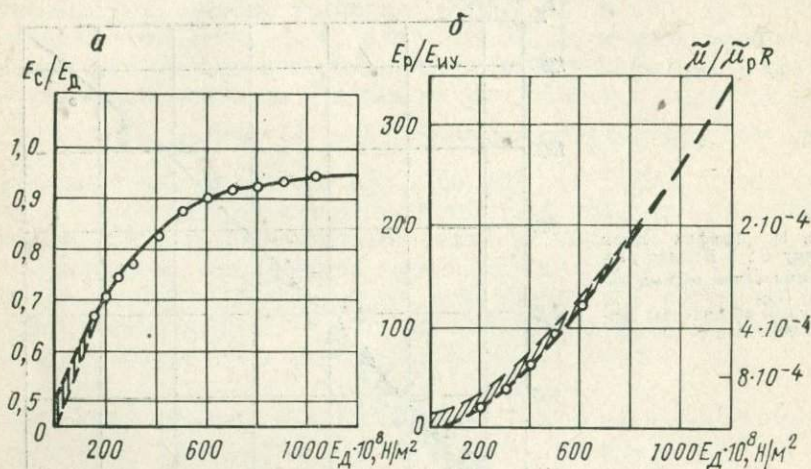


Рис. 12. Интерпретация графика связи между модулями E_d и E_c (см. рис. 11) для упруго-пластических сред.

а — экспериментальная зависимость отношения $E_c = E_{f0}$ к $E_d = E_f$ от модуля E_d ; б — график значений $E_p/E_{иу}$ и $\tilde{\mu}/\tilde{\mu}_p$, соответствующий экспериментальной зависимости $E_c/E_d = f(E_d)$. Заштрихованы области возможных изменений E_c/E_d и $E_p/E_{иу}$ при вариации параметра R

смагивать как график соотношений между величинами комплексного модуля упругости упруго-вязких сред, характеризующихся отношением $\frac{E_p}{E_{иу}} \approx 10 \div 250$ при длительности «статического» воздействия $T_0 \approx 1,5 - 2,0$ ч, $\ln(\Delta T_0/\Delta T) = \ln(f/f_0) = 7$ и $T_p \approx 10^{-5} - 10^{-10}$ с.

Сравнительно слабый разброс экспериментальных точек на графике $E_c = f(E_d)$ подтверждает вывод работ [62, 98, 117] о сравнительно небольшой погрешности измерения модуля E_y для образцов и свидетельствует о существовании для них значимой зависимости отношения $E_p/E_{иу}$ от модуля E_d .

Сопоставление статических и динамических модулей упругости для пород в их естественном залегании

Рассмотрим с позиций проявления упруго-пластических свойств среды результаты полевых исследований более крупных

блоков породы. В соответствии с изложенным выше параметры уравнения (37') принимают следующие значения:

$$T_0 \approx 15 - 20 \text{ ч}; \quad \ln\left(\frac{\Delta T_0}{\Delta T}\right) = \ln\left(\frac{f}{f_0}\right) \approx 6 \text{ и } T_p \approx 10^{-5} - 10^{10} \text{ с.}$$

При указанных значениях ΔT , ΔT_0 экспериментально наблюдаемые соотношения модулей E_y и E_d (см. рис. 10) могут объясняться лишь значительно более низким отношением E_p/E_{ny} для пород *in situ* по сравнению с их образцами. По-видимому, следует допустить, что для массивов горных пород модули E_p и E_{ny} могут быть соизмеримы и это подтверждается значениями фиксируемых здесь деформаций упругого последействия (см. рис. 1 и 2).

В свою очередь, уменьшение отношения E_p/E_{ny} в массивах горных пород может быть связано только лишь с более резким изменением величины E_p по сравнению с модулем идеальной упругости E_{ny} . Уменьшение отношения E_p/E_{ny} происходит за счет появления в массиве компонентов, характеризующихся значительно более низкими релаксационными модулями, т. е. большей пластичностью по сравнению с основными породами. И поскольку состав и сочетание этих компонентов в основных породах может быть различным, для разнотипных массивов в принципе не должно существовать столь тесной зависимости отношения E_p/E_{ny} от модуля E_d , как для образцов скальных пород. Очевидно, наблюдаемый значительный разброс экспериментальных точек E_y/E_d (см. рис. 10) во многом и обуславливается особенностями изменения релаксационных свойств исследуемых сред.

Чтобы уменьшить этот разброс, необходимо уменьшить влияние вторичных факторов и, в первую очередь, влияния их на пластические свойства пород *in situ*, вызывающее более интенсивное проявление деформаций упругого последействия.

Естественным способом решения этой задачи является разделение упругой деформации ϵ_y на ее составные части — идеальную упругую ϵ_{ny} и релаксационную ϵ_p и сопоставление динамического модуля с модулем идеальной упругости.

При существующей методике проведения статических измерений выполнить полное разделение величин ϵ_{ny} и ϵ_p практически невозможно, поэтому в настоящее время при определении статического эквивалента заданному значению динамического модуля E_d используют те части графиков $\epsilon - f(\sigma)$, где влияние деформаций упругого последействия менее существенно. Установлено [17, 71, 117], что последействие в меньшей степени сказывается при малых значениях ΔT и $\Delta \sigma$, т. е. на начальных частях ветвей нагрузки и разгрузки. Это объясняется тем, что для развития деформационных процессов в начальный период нагружения существен не только абсолютный уровень действующих напряжений σ , но и их относительное изменение по сравнению с величиной σ_n , соответствующей стабилизированному состоянию

среды. А так как ветви нагрузки испытывают влияние остаточных деформаций, то для практического определения $\epsilon_{иу}$ могут быть использованы лишь начальные части ветвей разгрузки (см. рис. 2). Подобный подход к нахождению сопоставимых значений модулей изложен в работах института Гидропроект

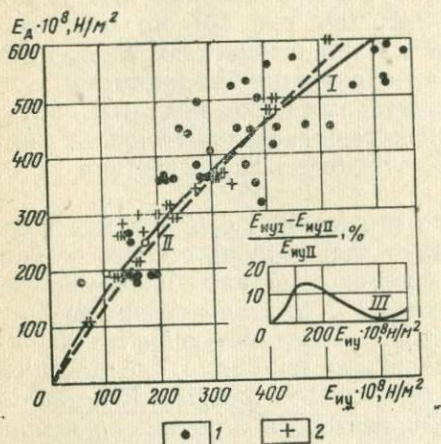


Рис. 13. График связи между модулями E_d и $E_{иу}$.

I — осредненный график; II — график связи E_d и E_c по В. Н. Никитину [50]; единичные определения: I — для известняков Токтогульской и Ингурской ГЭС, 2 — для гнейсов гидроузла Кырджали; III — график максимальных различий кривых I и II; $E_{иуI}$ и $E_{иуII}$ — значения $E_{иу}$, снимаемые с графиков I и II

[71, 78 и др.] и в ряде работ зарубежных исследователей [102, 107, 119 и др.].

Способ разделения $\epsilon_{иу}$ и ϵ_p , предложенный в Гидропроекте, описан в последующих разделах настоящей работы. Здесь же отметим, что получаемые при этом значения модуля упругости E_y^* удовлетворяют соотношению $E_y < E_y^* < E_{иу}$, а также количественно оценим отношение E_y^* / E_d , базируясь на результатах, полученных при изучении известняков районов Ингурской и Токтогульской ГЭС в СССР, кристаллических сланцев и гнейсов гидроузла Кырджали в НРБ, а также материалов некоторых зарубежных авторов [97, 102, 107, 111, 112].

Для удобства сопоставления эти результаты изображены на рис. 13. В соответствии с представленными здесь данными среднее значение отношения E_y^* / E_d для массива кристаллических сланцев гидроузла Кырджали в достаточно большом диапазоне изменения величин E_d и E_y совершенно незначительно отличается от соответствующих значений E_d и E_y графика $E_c = f(E_d)$, построенного для образцов горных пород [50].

Аналогичное заключение можно сделать и по данным, полученным на Ингурской и Токтогульской ГЭС (см. рис. 13), а также по материалам работ зарубежных исследователей. Так, А. Дворак, обобщая результаты совместных определений модулей E_y и E_d , выполненных в ЧССР для пород в их естественном залегании [102], установил, что породы, характеризующиеся незначительными деформациями упругого последействия, имеют

сравнительно небольшие различия сопоставляемых модулей и для них отношение E_y/E_d варьирует в пределах 0,7—0,9. А. Дворак сопоставляемые значения модулей определял по результатам микросейсмических исследований на участках статических (штамповых) опытов, а величины E_y вычислял по ветвям разгрузки графиков деформации, полученных при многократных циклах нагружения [102]. Близкие к этим соотношения между E_y и E_d получены и М. Ф. Болло, который сопоставил результаты изучения в естественных условиях деформируемости песчаников, известняков, гранитов, сланцев и других типов горных пород [97].

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что если модуль E_d сравнивается с модулем E_y^* , характеризующим в основном идеально-упругую деформацию, отношение E_y^*/E_d изменяется от 0,9 до 0,6, т. е. находится в тех же пределах, что и отношение E_c/E_d для образцов горных пород. Более детальный анализ результатов полевых работ, выполненных в основном в институте Гидропроект, показал, что при определении E_y^* в соответствии с описанной ниже методикой модуль E_y^* оказывается приблизительно равным модулю E_c . Связь между величинами E_y^* и E_d с достаточной степенью точности может быть отображена графиком Никитина (см. рис. 11), описываемым уравнением (41); это уравнение может быть преобразовано к виду

$$E_y^* = 0,1333E_d^{1,141}, \quad (41')$$

где E_y^* и E_d имеют размерность 10^5 Н/м^2 .

Средние значения E_y^* , вычисляемые по формулам (41) и (41'), отличаются от соответствующих значений модуля, определяемых по однотипным зависимостям других авторов, не более чем на 10%. Это подтверждает общность предлагаемой зависимости и возможность ее практического использования при определении соотношений E_d и E_y^* как для образцов, так и для массивов различных типов скальных горных пород.

При этом различие между величинами модулей E_d и E_y^* , вычисляемых по уравнениям (41) и (41'), обуславливается: 1) влиянием упругого последействия (особенно при малых значениях E_d и E_y^*); 2) нелинейной упругостью породы; 3) термодинамическими условиями нагружения.

Влияние факторов, обусловленных неидеальной упругостью горных пород, в полной мере сказывается на характере связи динамического модуля E_d с модулем полной упругости E_y и модулем деформации E_0 . Эти связи для отдельных типов пород различаются, что и определяет необходимость проведения специальных исследований с целью установления зависимостей, пригодных для практического использования [36, 39, 40, 41 и др.].

Различие между динамическим модулем упругости E_d и модулем деформации E_0 обуславливается, как отмечалось выше, совокупным действием всех указанных выше факторов и в случае линейной зависимости ϵ от σ определяется долей идеально-упругой деформации $\epsilon_{иу}$ в общей (суммарной) деформации ϵ_Σ породы при данном уровне σ и цикле нагружения¹:

$$\frac{E_0}{E_d} \approx \frac{\epsilon_{иу}}{\epsilon_\Sigma} = \frac{\epsilon_{иу}}{\epsilon_0 + \epsilon_p + \epsilon_{иу}} = \left(1 + \frac{\epsilon_0 + \epsilon_p}{\epsilon_{иу}}\right)^{-1}. \quad (43)$$

Для практического определения величины E_0/E_d важно установить ее связь с отношением модулей E_y^* и E_d , которое достаточно хорошо описывается формулами (41) и (41').

Представим выражение (43) в следующем виде:

$$\frac{E_0}{E_d} = \frac{E_0}{E_y^*} \frac{E_y^*}{E_d} = K_y^* \frac{E_0}{E_y^*}; \quad (43')$$

здесь $K_y^* = E_y^*/E_d$ и определяется уравнением (42). Величина

$$\frac{E_0}{E_y^*} = \frac{\epsilon_y + \delta\epsilon_p}{\epsilon_0 + \epsilon_p + \epsilon_{иу}},$$

где $0 < \delta < 1$ — доля деформации упругого последствия, влияющая на модуль E_y^* .

Поскольку $\epsilon_{иу} + \delta\epsilon_p < \epsilon_0 + \epsilon_p + \epsilon_{иу}$, то E_p/E_y^* всегда меньше единицы и, следовательно, величина E_0/E_d всегда меньше отношения E_y^*/E_d . Это в общем подтверждается экспериментальными данными, в соответствии с которыми значение E_0/E_d изменяется от 0,8 до 0,03 [71, 88, 99, 124, 125]. Подробный анализ экспериментальных данных выполнен в последующих разделах работы. Здесь же отметим, что имеющиеся материалы свидетельствуют об очень широком диапазоне изменения параметра $K_E = E_0/E_d$ даже для сравнительно однотипных горных пород [78, 107]. Причину этого следует искать прежде всего в резкой зависимости величины ϵ_0 и ϵ_y как от условий проведения опытов, так и от состояния исследуемых пород. Анализ материалов совместных определений модулей E_d и E_y для горных пород показал, что во многих случаях на факторы, отражающие физическую основу различия модулей, накладываются факторы, обуславливаемые недостаточной строгостью выбора сопоставляемых значений модулей, что приводит к аномальным величинам коэффициента K_{E_0} [99, 111 и др.].

¹ Здесь не учитываются погрешности, связанные с различным уровнем действующих напряжений при статических и динамических испытаниях.

Для практических целей важно выделить лишь факторы, которые отражают природу различия сравниваемых модулей. Следовательно, необходимо исключить или хотя бы уменьшить влияние факторов второй группы.

Исследования показали, что основными факторами, искажающими реальные значения коэффициента K_{E_0} , в большинстве случаев являются [69, 71]: а) наличие различной масштабности статических и динамических исследований, т. е. различной величины единовременно деформируемого объема породы; б) сравнение свойств различных участков массива; в) сопоставление модулей, измеренных по различным направлениям; г) сопоставление значений E_d и E_0 , характеризующих среду в различном ее (обводненное, напряженное и т. п.) состоянии.

Воздействие этих факторов на отношение E_0/E_d , как правило, настолько существенно, что может полностью завуалировать влияние факторов первой группы и привести к неверным выводам. Оценим степень влияния каждого из перечисленных факторов более детально.

Погрешности определения отношения E_0/E_d , обусловленные различной масштабностью исследований

Проявление масштабных эффектов в отношении модулей E_0 и E_d обуславливается степенью и характером упругой неоднородности исследуемых пород. С повышением эффективной неоднородности массива различие модулей, установленных при разных масштабах измерений, резко возрастает [14, 39, 86, 87, 123]. Наиболее просто это явление прослеживается при измерении динамического модуля с использованием упругих волн различных диапазонов частот. Известны случаи, когда для одних и тех же участков массива значения модуля E_d , вычисленные по данным ультразвуковых исследований $E_{d\text{ уз}}$, в 1,5—2,0 раза превышали средние значения модулей, установленных сейсморазведкой $E_{d\text{ с}}$ [55, 73, 94]. Подобное различие модулей $E_{d\text{ уз}}$ и $E_{d\text{ с}}$ в частности, отмечалось для наиболее неоднородных массивов известняков Ингурской и Токтогульской ГЭС [73], порфиритов Талнахского месторождения [94], гнейсов Кырджали и для пород некоторых других объектов [73, 121].

Такие же изменения модулей наблюдались и при детальных статических исследованиях, что, например, отмечается в работе С. Б. Ухова [87], в исследованиях М. М. Гришина и др. [14], в ряде работ зарубежных авторов [98, 121]. В соответствии с этими данными при изменении масштаба единичных опробований на 2—3 порядка, т. е. при увеличении единовременно деформируемого объема породы, например, с 10^{-3} до $1,0 \text{ м}^3$, средняя величина E_0 в неоднородных породах может уменьшиться более чем в 1,5 раза. Если в таких случаях неправильно выбраны сопоставляемые значения E_d и E_0 , то предельные ошибки опреде-

ления отношения E_0/E_d могут достигать 200—300% и более. Подтверждение этому дано в последующих разделах работы, где детально анализируются и обсуждаются экспериментально установленные зависимости между величинами E_d , E_y и E_0 для горных пород, слагающих основания различных гидротехнических объектов.

Погрешности определения отношения E_0/E_d , вносимые неточной идентификацией деформируемого объема породы

Погрешности подобного рода обычно наблюдаются при привязке результатов статических испытаний в горных выработках к породам той или иной степени сохранности. Известно, что при проходке горных выработок вокруг них образуются зоны разуплотненных пород, причем степень их разуплотнения и мощность «ослабленного» слоя контролируется совокупностью различных факторов, таких как способ бурения, размеры выработки, начальные свойства пород, их напряженное состояние, характер и степень трещиноватости и т. д. [47, 81, 88, 111].

Обычно показатели упругих и деформационных свойств пород в ослабленной зоне значительно ниже показателей свойств не измененного бурением выработки массива: значение E_d здесь в среднем уменьшается до 2 раз, величины E_0 — в 2—3 раза. Однако во многих случаях факту резкого различия свойств пород в зоне и вне ее не уделяется должного внимания. Считается, что если упругие свойства при статических опытах определяются в диапазоне нагрузок $\sigma_0 - \sigma_i$ при $\sigma_0 \geq 10 \cdot 10^5$ Н/м², то влияние на эти свойства дефектов разуплотнения в зоне ослабления становится незначительным [62, 81, 102]. Определенные подобным образом значения E_y и E_0 часто приписываются неизменному массиву и сопоставляются с соответствующими величинами E_d . Естественно, что при этом происходит резкое занижение (до 2 раз) отношения E_0/E_d и делаются неверные выводы о количественном соотношении сравниваемых модулей. На ошибки такого рода неоднократно указывалось в специальной литературе и, в частности, в работах Х. Линка [110, 111], А. И. Савича [62, 67] и других авторов [47, 102].

Погрешности определения отношения E_0/E_d , обусловленные анизотропией деформационных свойств горных пород

Погрешности определения E_0/E_d , обусловленные неучетом анизотропии деформационных свойств, нетрудно оценить, установив степень зависимости модулей E_d и E_0 от ориентировки направления деформирующих сил. В соответствии с литературными данными для большинства скальных горных пород сред-

немаксимальные различия модулей E_d , измеренных по разным направлениям, не превышают 80—100% [49, 67, 80].

Результаты статических испытаний свидетельствуют, что для модуля E_0 эти различия могут достигать 200—300% и более [47, 105]. Следовательно, предельные погрешности определения E_0/E_d , связанные с учетом анизотропности горных пород, могут достигать 300—400%. Для пород средней степени анизотропности указанные погрешности обычно колеблются в пределах 50—100%.

Погрешности, обусловленные различным состоянием исследуемой среды

Сопоставимые значения статических и динамических модулей часто определяются на одних и тех же участках массива, но в совершенно различное время. Иногда между опытами бывает длительный перерыв. При этом состояние пород на участке исследований во время статических и динамических опытов может значительно различаться; это вызывает соответствующее изменение измеряемых модулей. Наиболее часто такие изменения бывают обусловлены прогрессирующим разуплотнением пород вследствие релаксации естественных напряжений, уплотнением пород в процессе горных работ, предшествующих проведению статических опытов, изменением степени водонасыщенности массива и т. п. Количественно оценить влияние всех перечисленных причин не представляется возможным, так как эти влияния глубоко специфичны и зависят не только от свойств и состояния исследуемого массива, но и от очередности проведения статических и динамических испытаний, длительности перерыва между ними, типа испытаний и т. п. Существен сам факт возможности появления серьезных погрешностей в определении отношения E_0/E_d при проведении статических и динамических испытаний в разное время. Этот фактор необходимо учитывать и оценивать при планировании соответствующих экспериментов, а также при анализе имеющихся сопоставимых данных.

Таким образом, оценка возможного влияния на отношение модулей E_0 и E_d различных факторов второй группы свидетельствует, что погрешности в определении параметра $K_{E_0} = E_0/E_d$ могут достигать нескольких сотен процентов. Очевидно, что без детального рассмотрения условий определения сопоставляемых значений модулей невозможно получить достаточно надежные суждения о количественном различии величин E_0 и E_d . Исходя из изложенного, при анализе связей модулей E_d , E_0 и E_y в настоящей работе использованы только те данные, для которых оговорены условия их определения и оценены возможные погрешности, обусловленные влиянием указанных выше искажающих факторов.

Условия определения связей между модулями E_0 и E_d

При сопоставлении модулей E_0 и E_d важно установить зависимость отношения $K_{E_0} = E_0/E_d$ от модуля E_d , т. е. найти функцию вида

$$E_0/E_d = f(E_d). \quad (44)$$

При наличии значительного числа факторов,* влияющих на величину E_0 , получить зависимость (44) довольно трудно и необходимы дополнительные ограничения условий определения сопоставляемых значений модулей. В работах [71, 69] установлено, что задача отыскания связей между статическими и динамическими параметрами горных пород является корректной и физически оправданной, если стандартизованы условия определения сравниваемых величин и изменение упругих и деформационных параметров обусловлено какой-либо одной основной и общей причиной.

Таковыми причинами для пород одного и того же состава, в частности, могут являться их трещиноватость, изменение естественных напряжений, различная степень водонасыщенности массива и т. п.

Влияние факторов второй группы при этом определяет разброс экспериментальных точек и обуславливает тесноту искомым зависимостей. При наличии двух или нескольких причин, вызывающих изменение деформационных свойств пород *in situ*, зависимость отношения E_0/E_d от E_d проявляется менее четко, а часто и совсем отсутствует. Примеры подобных случаев рассмотрены в последующих разделах настоящей работы.

Глава 5

СПОСОБЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОДУЛЕЙ УПРУГОСТИ И ДЕФОРМАЦИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ причин различия статических и динамических показателей деформируемости позволяет выявить способы, перспективные в отношении количественного определения модулей упругости E_y и деформации E_0 по данным сейсмоакустических исследований.

Применительно к модулю E_y таких способов два:

а) чисто расчетный, основанный на теоретических решениях связывающих значения скоростей упругих волн различных диапазонов частот и показатели затухания этих волн с величиной комплексного модуля E_y ;

б) корреляционный, базирующийся на использовании корреляционных зависимостей между величинами E_y и E_d или E_y и

v_p , v_s , $\Delta\rho$ и Δs , установленными с соблюдением всех отмеченных выше условий при выборе сопоставляемых параметров [36, 71, 121 и др.].

Поскольку сейсмоакустические данные не содержат информации об остаточных деформациях, для количественного определения модуля E_0 по динамическим параметрам можно применять лишь корреляционные методы.

Если исходная информация дополняется данными об интенсивности проявления остаточных деформаций в породах с заданным начальным значением $E_{д.0}$ ($v_{p.0}$, $v_{s.0}$ и т. д.), корреляционные методы можно комплексировать с расчетными при сохранении ведущей роли корреляционных методов. Рассмотрим эти способы.

Определение модуля упругости

Расчетный метод

Различие модулей E_y и $E_{д.0}$ обусловлено главным образом проявлением деформации упругого последействия и может быть оценено на основании работы Г. И. Гуревича [17]. В соответствии с результатами этой работы связь модуля упругости с параметрами упругих волн определяется системой уравнений (25)—(31).

Решив эту систему, нетрудно получить уравнение, связывающее рассматриваемые величины в однородных и изотропных средах:

$$E_y = \frac{9v_s^2 \rho \left[\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]}{\left\{ 1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \left[\ln \frac{1}{\omega \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)} + \ln \frac{1}{T_p} \right] \right\}} \times$$

$$\times \frac{1}{\left\{ 1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \frac{\left[\frac{\Delta\rho}{\Delta s} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]}{\left[\left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]} \left[\ln \frac{1}{\omega \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)} + \ln \frac{1}{T_p} \right] \right\}} \times$$

$$\times \left\{ \frac{1}{1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \left[\ln \frac{1}{\omega \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)} + \ln \frac{1}{T_p} \right]} \right\} +$$

$$+ \left. \frac{3 \left[\left(\frac{v_P}{v_S} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]}{1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \frac{\left[\frac{\Delta \rho}{\Delta s} \left(\frac{v_P}{v_S} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]}{\left[\left(\frac{v_P}{v_S} \right)^2 - \frac{4}{3} \right]} \left[\ln \frac{1}{\omega \left(1 - \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)} + \ln \frac{1}{T_P} \right]} \right\}^{-1} \quad (45)$$

Здесь приняты те же обозначения, что и в уравнениях (25) — (31). Упростим полученное выражение, введя новые обозначения

$$\frac{v_P}{v_S} = \gamma; \quad \frac{2\Delta s}{\pi^2} = b; \quad \frac{\Delta \rho}{\Delta s} = \kappa; \quad \ln \frac{1}{T_P} = c$$

и выполнив соответствующие алгебраические преобразования,

$$E_y = \frac{3v_S^2 \rho (3\gamma^2 - 4)}{3(\gamma^2 - 1) + \left[3\gamma^2 - 4 + \left(\frac{3\kappa^2 \gamma^2 - 4}{3\gamma^2 - 4} \right) b \ln \left[\frac{1}{T_P \omega (1 + b)} \right] \right]} = \frac{3v_S^2 \rho (3\gamma^2 - 4)}{3(\gamma^2 - 1) + \left[3\gamma^2 - 4 + \frac{3\kappa^2 \gamma^2 - 4}{3\gamma^2 - 4} b \left[\ln \frac{1}{\omega (1 + b)} + c \right] \right]} \quad (46)$$

Из выражений (45), (46) следует, что модуль E_y есть функция семи аргументов:

$$v_S, \gamma = v_P/v_S, \Delta s, \kappa = \Delta \rho/\Delta s, \omega, \rho \text{ и } c = \ln \frac{1}{T_P}.$$

Первые четыре аргумента могут быть определены при изучении закономерностей распространения упругих волн заданного диапазона частот ω . Плотность ρ нетрудно оценить на основании геотехнических исследований. Неопределенной остается лишь величина $c = \ln \frac{1}{T_P}$, которая по данным анализа полученных выражений существенно влияет на искомое значение модуля E_y . Отсутствие надежных способов оценки T_P , а также сравнительно невысокая точность измерения $\Delta \rho$ и Δs не позволяют широко применять расчетный метод определения модуля упругости по данным сейсмических исследований, и поэтому в настоящее время используется корреляционный метод. Подобные выводы можно сделать на основании анализа выражений (29) — (32) и в отношении коэффициента Пуассона μ .

Корреляционный метод

Этот метод основан на предположении, что параметры среды, определяющие значения модулей E_y и E_d , изменяются под воздействием одного (или одного основного) аргумента P . В этом случае можно считать, что интересующие нас характеристики среды, т. е. модули E_y , E_d , а также скорости v_p и v_s , являются функциями не только перечисленных выше параметров, но и величин P . Связь между модулями при этом может быть отражена параметрическими выражениями типа

$$E_y = E_y(P);$$
$$E_d = E_d(P), \quad v_p = v_p(P) \text{ и т. д.} \quad (47)$$

Исключив из системы (47) параметр P , можно определить искомые соотношения:

$$E_y = E_y(E_d) \text{ или } E_y = E_y(v_p) \text{ и т. д.} \quad (47')$$

Выполнить указанные операции аналитическими методами из-за неопределенности исходных соотношений (47) невозможно. В то же время в экспериментальных работах при определенной локализации исследуемых объектов довольно отчетливо выявляются зависимости величины E_y , E_d , v_p и других от некоторых геологических и физических факторов. Разграничение областей влияния тех или иных факторов позволяет для каждой из выделенных областей получить достаточно тесные зависимости типа (47') и на их основании определять по измеренным значениям v_p или E_d модуль E_y . Более подробное изложение корреляционного метода дано в последующих разделах настоящей работы.

Определение модуля деформации

Расчетный* метод

Строгих расчетных методов определения модуля деформации E_0 по материалам сейсмоакустических исследований пока не существует. Однако, если предположить, что вся остаточная деформация ε_0 , определяющая различие модулей E_y и E_0 , связана лишь с уплотнением породы за счет закрытия ее пустот и трещин, то, в принципе, нетрудно разработать приближенные расчетные методы для грубой оценки величины ε_0 , которые могут быть применены и для вычисления модуля E_0 , на основании сейсмоакустических данных.

Предположим, что по полученным сейсмоакустическим результатам оценена величина E_y . Тогда значение E_0 можно определить следующим образом:

$$E_0 = \frac{\Delta\sigma}{\varepsilon_0 + \varepsilon_p + \varepsilon_y} = \left[\frac{\varepsilon_0}{\Delta\sigma} + \frac{\varepsilon_p + \varepsilon_y}{\Delta\sigma} \right]^{-1} = \left[\frac{\varepsilon_0}{\Delta\sigma} + \frac{1}{E_y} \right]^{-1}, \quad (48)$$

где $\Delta\sigma$ — уровень действующих напряжений.

Поскольку величина $\Delta\sigma$ задана, а модуль E_y предполагается известным, то для получения значения E_0 необходимо найти величину ε_0 . В работе [75] показано, что с известной условностью при сделанных выше предположениях величина ε_0 может быть определена как разность значений объемной пустотности деформируемого объема породы η до (η_0) и после (η_σ) нагружения, т. е.

$$\varepsilon_0 \approx |\eta_\sigma - \eta_0|. \quad (49)$$

Используя приемы оценки объемной трещинной пустотности сейсмоакустическими методами [78, 104 и др.], на основании (49) для ε_0 получим следующее уравнение:

$$\varepsilon_0 \approx \frac{v_3^2 \left(1 - \frac{v_i^2}{v_2^2}\right)}{v_1^2 \left(1 - \frac{v_3^2}{v_{\max}^2}\right)} - \frac{\bar{v}_3^2 \left(1 - \frac{v_0^2}{v_{\max}^2}\right)}{v_0^2 \left(1 - \frac{\bar{v}_3^2}{v_{\max}^2}\right)}, \quad (50)$$

где \bar{v}_3 и v_3 — скорости продольных волн в заполнителе трещин при нулевом давлении и при $\sigma = \sigma_i$; v_0 и v_i — скорости продольных волн в трещиноватой породе при $\sigma = 0$ и $\sigma = \sigma_i$; v_{\max} — скорость продольных волн в монолитной породе; считается, что v_{\max} не зависит от σ и для заданного типа породы — величина постоянная.

Представим выражение (50) в следующем виде:

$$\varepsilon_0 = \frac{v_3^2 \left(1 - \frac{v_0^2}{v_{\max}^2}\right)}{v_0^2 \left(1 - \frac{\bar{v}_3^2}{v_{\max}^2}\right)} \left[\frac{v_3^2 v_0^2 \left(1 - \frac{v_i^2}{v_{\max}^2}\right) \left(1 - \frac{\bar{v}_3^2}{v_3^2}\right)}{\bar{v}_3^2 v_i^2 \left(1 - \frac{v_0^2}{v_{\max}^2}\right) \left(1 - \frac{v_3^2}{v_{\max}^2}\right)} - 1 \right];$$

предположим, что в интересующем нас диапазоне $\Delta\sigma$ величина $v_3 \leq 2\bar{v}_3$. Тогда последнее равенство можно упростить, приняв

$$\left(1 - \frac{\bar{v}_3^2}{v_{\max}^2}\right) : \left(1 - \frac{v_3^2}{v_{\max}^2}\right) \approx 1.$$

С учетом сделанного упрощения окончательно получим

$$\varepsilon_0 \approx \frac{\bar{v}_3^2}{v_0^2} \frac{(v_{\max}^2 - v_0^2)}{(v_{\max}^2 - \bar{v}_3^2)} \left[\left(\frac{v_3}{v_3}\right)^2 \left(\frac{v_0}{v_i}\right)^2 \left(\frac{v_{\max}^2 - v_i^2}{v_{\max}^2 - v_0^2}\right) - 1 \right]. \quad (50')$$

В соответствии с этим выражением для оценки величины ε_0 необходимо знать пять значений скоростей упругих волн, из которых достаточно просто могут быть определены лишь скорости v_0 , v_{\max} , v и с меньшей точностью скорость \bar{v}_3 [78, 104].

Надежного способа определения v_3 пока не существует. Таким образом, применение расчетного метода оценки E_0 сдерживается как невозможностью достаточно точного вычисления модуля E_y , так и сложностью получения величины ϵ_0 , обусловленной отсутствием способов нахождения v_3 — скорости упругих волн в заполнителе трещин напряженной породы.

Указанные выше причины заставляют искать другие методы определения модуля деформации. В настоящее время наибольшее распространение, как и для модуля упругости, получил корреляционный метод [36, 47, 54, 84, 88, 102, 111].

Корреляционный метод

Определение модуля E_0 основано на тех же предположениях, что и при корреляционном методе определения модуля упругости. Здесь также предполагается, что если в пределах определенной разности пород, характеризующейся в монолитном состоянии значениями E_0 и E_d (v_p), происходит изменение величин E_0 и E_d или v_p под влиянием какого-либо одного (или одного основного) аргумента, для описания изменчивости свойств этих пород справедливы параметрические уравнения типа $E_0 = E_0(P)$, $E_d = E_d(P)$ и т. д.

Путем исключения параметра P эти уравнения можно свести к виду $E_0 = E_0(E_d)$, $E_0 = E_0(v_p)$ и, следовательно, установить уравнения связи модулей E_0 и E_d или же модуля E_0 и скорости v_p . При использовании последних уравнений любой заданной величине модуля E_d или скорости v_p может быть найдено однозначно соответствующее значение модуля E_0 . Основная трудность рассматриваемого метода — нахождение уравнения связи величин E_0 и E_d (v_p), которое, как и для модуля E_y , может быть установлено по экспериментальным данным.

*Общий вид зависимости между статическими и динамическими показателями деформируемости.
Условия определения корреляционных связей*

Используя установленные выше теоретические соотношения между статическими и динамическими показателями деформируемости, попытаемся установить общий вид зависимости между этими параметрами, что необходимо для обоснованного анализа и обобщения результатов экспериментальных исследований. Выполним подобный анализ зависимости на примере изучения соотношения между величинами E_d и E_y .

Для этих целей используем уравнение (45), на основании которого найдем

$$\frac{E_d}{E_y} = 1 + \left[\frac{(3\gamma^2 - 4) + \frac{(3\gamma^2\kappa - 4)}{(3\gamma^2 - 4)}}{3(\gamma^2 - 1)} \right] \frac{2\Delta s}{\pi^2} \ln \frac{1}{T_{p\omega} \left(1 - \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)}, \quad (51)$$

откуда

$$E_y = E_d [1 + P]^{-1}, \quad (52)$$

где

$$P = \left[\frac{3\gamma^2 - 4 + \frac{3\gamma^2\kappa - 4}{3\gamma^2 - 4}}{3(\gamma^2 - 1)} \right] \frac{2\Delta s}{\pi^2} \ln \frac{1}{T_{p\omega} \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)}.$$

Примем $\kappa = \frac{\Delta p}{\Delta s} \approx 1$; тогда

$$P \approx \frac{2\Delta s}{\pi^2} \ln \frac{1}{T_{p\omega} \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)}. \quad (53)$$

Поскольку E_d всегда больше E_y , то $P > 0$. С целью дальнейших упрощений выражение (53) запишем в виде

$$P \approx \frac{2\Delta s}{\pi^2} \left[\ln \frac{1}{T_{p\omega}} - \ln \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right) \right].$$

Учитывая, что $2\Delta s/\pi^2 < 1$, разложим $\ln \left(1 + \frac{2\Delta s}{\pi^2} \right)$ в ряд и ограничимся первым членом этого ряда. Получим

$$P \approx \frac{2\Delta s}{\pi^2} \left[\ln \frac{1}{T_{p\omega}} - \frac{2\Delta s}{\pi^2} - \dots \right] = \frac{2\Delta s}{\pi^2} \ln \frac{1}{T_{p\omega}} - \frac{4\Delta s^2}{\pi^4}. \quad (53')$$

В соответствии с уравнением (11), (12) и (27)

$$\frac{2\Delta s}{\pi^2} = \frac{M}{\tilde{\mu}_p R} = \frac{v_s P}{\tilde{\mu}_p R} = \frac{E_d (3\gamma^2 - 4)}{(\gamma^2 - 1) \tilde{\mu}_p R}.$$

Подставив последнее выражение в (53'), найдем:

$$P \approx E_d C_1 - E_d^2 C_2, \quad (54)$$

где

$$C_1 = \frac{(3\gamma^2 - 4)}{(\gamma^2 - 1) \tilde{\mu}_p R} \ln \frac{1}{T_{p\omega}};$$

$$C_2 = \frac{(3\gamma^2 - 4)^2}{(\gamma^2 - 1)^2 \tilde{\mu}_p^2 R^2}.$$

С учетом (54) выражение для E_y (51) может быть представлено следующим степенным рядом:

$$E_y = E_d - E_d^2 C_1 + E_d^2 (C_2 + C_1^2) - E_d^4 (2C_2 C_1 + C_1^3) + \dots \quad (55)$$

Следовательно, зависимость между величинами E_d и E_y близка к степенной и это необходимо принимать во внимание при анализе результатов экспериментальных исследований.

Подобные же выводы можно сделать и относительно характера зависимости между величинами E_d и E_0 . Однако вследствие того, что указанная зависимость определяется значительным числом параметров, даже приближенные вычисления отношения E_d/E_0 достаточно громоздки и их нецелесообразно приводить в настоящей работе.

Устанавливаемый на основании анализа математических выражений для статических и динамических параметров деформируемости вид их связей в целом хорошо подтверждается результатами экспериментальных исследований. Тем не менее во многих случаях из-за значительного разброса экспериментальных данных определить искомые связи трудно. Последнее предопределяет необходимость установления критериев выбора сопоставляемых значений статических и динамических параметров деформируемости, которые бы позволяли уменьшить влияние различных искажающих факторов. В соответствии с выполненным выше анализом причин, влияющих на соотношения модулей E_0 , E_y и E_d , указанные критерии могут быть сформулированы следующим образом. Необходимо: 1) изучать свойства одного и того же участка массива; 2) соблюдать равную масштабность исследований (данные статических и динамических определений должны характеризовать свойства равновеликих объемов породы); 3) изучать породы в массиве в одном и том же состоянии (т. е. должна выполняться идентичность обводненности, сохранности и естественных напряжений); 4) соблюдать идентичность направления сил, вызывающих деформации при статических и динамических испытаниях; 5) в пределах каждой литологической разности исследовать породы различной степени сохранности.

Соблюдением критериев 1—4 должна обеспечиваться достоверность, а критерия 5 — полнота получаемых корреляционных связей. Наряду с соблюдением этих условий предъявляются жесткие требования к методике совместных статических и сейсмоакустических исследований при испытании пород в их естественном залегании. Рациональные способы определения сопоставимых значений статических и динамических параметров пород в их естественном залегании рассмотрены в гл. 2 второй части настоящей работы.

**СПОСОБЫ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ
СТРУКТУРЫ, СВОЙСТВ И СОСТОЯНИЯ ПОРОД**

Как бы надежно не были определены единичные значения показателей упругих и деформационных свойств пород в отдельных участках массива, общая его характеристика невозможна без пространственного распространения этих значений и выявления закономерностей изменения показателей свойств массива в зависимости от его неоднородности и анизотропности, степени и характера трещиноватости, обводненности, характера распределения естественных напряжений и т. п. Следовательно, необходимы способы количественной оценки влияния перечисленных факторов на деформационные свойства пород в их естественном залегании и методы, позволяющие установить специфику проявления перечисленных явлений в реальных горных массивах.

Подобные методы в последнее время интенсивно разрабатываются в инженерной геологии и инженерной геофизике [21, 36, 47, 78, 119 и др.].

Уже сейчас существуют способы, дающие возможность детально исследовать структуру горных массивов, а также получить количественные оценки свойств и состояния пород в отдельных структурных элементах. Подробное описание этих способов приведено в специальной литературе [18, 19, 35, 59 и др.]. Здесь же кратко рассмотрим основные принципы и возможности геофизических методов при пространственной схематизации горных массивов и количественной оценке состояния слагающих их пород.

*Пространственная схематизация
исследуемых массивов*

Объективное исследование реального горного массива невозможно без пространственного представления его геологического строения, без изучения структурно-тектонических и литологических особенностей, без выявления закономерностей изменчивости свойств и состояния слагающих его пород. Сейчас общепризнано, что формой выражения особенностей строения горного массива должна быть его модель [18, 21, 39, 56, 59 и др.].

Построение такой модели основано на расчленении массива на литолого-стратиграфические и структурно-тектонические элементы, характеризующиеся теми или иными инженерно-геологическими свойствами. При этом должны быть установлены закономерности пространственного распространения отображенных в модели характеристик, зональность их распре-

деления, морфология геоструктурных элементов и т. п. с учетом неоднородно-напряженного и анизотропного состояния пород *in situ* [18, 56, 59, 117 и др.].

Пока еще нет общепринятых способов построения таких моделей по геофизическим данным. В качестве одного из вариантов решения рассматриваемой задачи может служить применение методики расчленения массивов, используемой в институте Гидропроект [78]. Указанная методика основана на следующих принципах. Схематизации или представлению в виде модели подлежит область массива, размеры которой соизмеримы с размерами инженерных сооружений и достаточны для решения поставленной инженерной задачи. Применительно к моделям упругих и деформационных свойств массива это означает, что должна исследоваться область, площадь которой не менее чем в 4—5 раз превышает площадь загружаемой поверхности, а минимальная глубина исследований соизмерима с линейными размерами этой поверхности [9, 86, 87]. Для крупных инженерных сооружений, площадь основания которых составляет несколько сотен метров, глубина исследований достигает 200—300 м и более.

В пределах указанной области выделяются зоны и блоки различных уровней и порядков, характеризующихся относительным постоянством деформационных свойств; детальность расчленения массива должна обеспечить необходимую точность последующих инженерных расчетов. В соответствии с результатами работ [58, 87, 91, 117] площадь наиболее мелких элементов неоднородности в модели деформационных свойств должна быть приблизительно на порядок меньше элементов площади загружаемой зоны.

Модели упругих и деформационных свойств массива строятся на литолого-структурной основе исследуемого участка и отображают: а) структурно-тектонический план участка; б) влияние различных геологических факторов на состояние и свойства пород *in situ*; в) влияние технических факторов [47, 117 и др.].

В модели, как правило, отображаются: состав пород и их структурно-текстурные особенности, условия залегания, естественная и вызванная техническими причинами трещиноватость, дробленность, напряженное состояние, характер и степень водонасыщения; учитываются возможные изменения свойств массива при его цементации, загрузении и т. п.

Поскольку большинство из перечисленных факторов существенно влияет на скорости упругих волн и параметры их затухания, можно путем проведения дифференциации того или иного локального участка земной коры на основании изучения закономерностей распространения упругих волн и согласования этого расчленения с геологическим строением участка выявить основные особенности схематизации исследуемого участка по упругим и деформационным свойствам слагающих его пород. При

этом для решения многих инженерных задач достаточно получить детерминированную пространственную картину распределения (в заданной определяющей области) скоростей упругих волн, отражающую расчленение массива лишь на элементы неоднородности первого порядка по сравнению с размерами проектируемого сооружения. Более мелкие неоднородности, т. е. структурные элементы более высоких порядков, могут быть учтены посредством вычисления соответствующих обобщенных характеристик для выделенных блоков. Неоднородности низших порядков в подобной модели могут быть однозначно определены как совокупности более мелких элементов, сходных по свойствам и контактирующих друг с другом.

Примеры подобного расчленения скальных горных массивов приводятся в работах [18, 19, 76, 78, 45 и др.].

Изучение неоднородности горных пород

Рассмотрим основные положения методики применения геофизических методов для изучения и статического описания неоднородности горных массивов, в чем обычно возникает необходимость при наличии в выделенной определяющей области большого количества элементов неоднородности, а также при изучении эффективной неоднородности. Ограничимся обсуждением вопросов, связанных с изучением неоднородности деформационных свойств горных массивов.

Исходя из основных положений учения о неоднородности [47, 58], задачи исследований можно сформулировать следующим образом: 1) изучение характера неоднородности; 2) определение степени неоднородности; 3) установление природы (причин) неоднородности.

Первая из указанных задач включает: а) выявление числа порядков неоднородностей, влияющих на решение поставленной инженерной задачи; б) определение формы и преобладающих размеров неоднородностей различных порядков; в) установление характера распределения элементов неоднородностей высших порядков (нахождение вида функции распределения).

Решение второй задачи предусматривает: а) определение параметров распределения заданного признака в неоднородностях высших порядков; б) сопоставление и количественное описание степени различия свойств в элементах неоднородности низших порядков.

На практике решение этой задачи в большинстве случаев сводят к определению дисперсии частных значений исследуемого признака и соответствующих им коэффициентов вариации w при одном (или нескольких) масштабе измерений [23, 35, 39 и др.]. Такая оценка степени неоднородности обычно недостаточна и должна быть дополнена изучением масштабных эффектов [58, 78].

При рассмотрении третьей задачи выявляют факторы, служащие причинами неоднородности, и определяют, который из них вызывает наибольшие изменения свойств изучаемого массива.

Перечисленные задачи могут быть решены на основании материалов различных геофизических исследований в случае, если они: дают устойчивую, т. е. надежно (точно) определяемую характеристику исследуемого признака среды при одном масштабе измерений; позволяют получить однотипные количественные характеристики среды при различных масштабах измерений; обеспечивают получение массовой информации об исследуемом признаке; дают возможность равномерно опробовать среду при заданном масштабе измерений с детальностью, достаточной для необходимых статистических выводов.

При наличии указанных материалов неоднородность горных массивов можно изучать на основании: а) построения и анализа графиков распределения соответствующего геофизического параметра L_T при различных масштабах измерений W_i в заданной определяющей области; б) экспериментального определения масштабных кривых и изучения масштабных эффектов [58, 78].

Полученные при этом результаты отображают характер и степень неоднородности исследуемого массива по признаку выбранного геофизического параметра L_T .

Оценка неоднородности горного массива геофизическими методами по любому механическому параметру L_M включает: а) получение необходимого статистического материала для оценки неоднородности среды по выбранному геофизическому параметру (признаку) L_T ; б) установление связи между величинами L_T и L_M и пересчет измеренных значений L_{T_i} в соответствующие им величины L_{M_i} ; в) статистический анализ полученной совокупности значений L_{M_i} .

Аппаратура, способы и приемы измерения различных геофизических параметров обеспечивают полное выполнение всех приведенных выше условий пока лишь при измерении скоростей упругих волн. Многочисленными теоретическими и экспериментальными исследованиями установлено, что совокупность значений скоростей продольных v_P и поперечных v_S или поверхностных v_{R+S} и v_R волн является надежной количественной характеристикой широкого класса признаков естественных горных массивов, в том числе их свойств, строения и состояния [78, 119 и др.].

Применение различных модификаций сейсмоакустики и использование упругих волн различного диапазона частот позволяют выполнять массовые измерения скоростей v_P , v_S и v_R с заданной степенью детальности в различных частях массива и определять эти скорости практически в любом требуемом мас-

штабе измерений в диапазоне $W_i \approx 10^{-3} - 10^{10}$ м³. Получение подобной информации другими геофизическими методами пока сопряжено с большими техническими трудностями. Поэтому наибольшее распространение при изучении микронеоднородности горных пород в настоящее время получили сейсмоакустические методы.

Исходным материалом при изучении неоднородности скальных горных массивов сейсмоакустическими методами служат массовые измерения скоростей упругих (продольных и поперечных) волн для различных по величине блоков породы (при различных масштабах измерений)¹.

Поскольку скорости v_p и v_s являются числовыми показателями динамической упругости среды, совокупность значений скоростей распространения упругих волн является основой для количественного описания неоднородности динамических упругих свойств горных массивов.

Неоднородность неаддитивных параметров L_{mn} , к которым, как известно, относятся показатели деформируемости и для которых свойственно проявление масштабного эффекта первого рода, может быть количественно описана при помощи графиков распределения L_{mn} для различных масштабов измерений, а также на основании соответствующих масштабных кривых и, в частности, масштабной кривой для среднего значения \bar{L}_{mn} . В работе [68] показано, что для таких характеристик в значительном числе случаев сложный и трудоемкий «классический» подход к изучению неоднородности на основе анализа разномасштабных графиков распределения при использовании сейсмических данных может быть заменен более быстрым и экономичным способом оценки неоднородности свойств среды при помощи масштабных кривых первого рода². Эти кривые для скоростей упругих волн определяются довольно просто в результате измерений v_p и v_s для упругих волн различных диапазонов частот [68, 73, 78].

При этом неоднородность оценивается на основании изучения интенсивности проявления масштабного эффекта в отношении средних \bar{v} и модальных v_{mod} значений скоростей упругих волн, измеряемых в различных диапазонах частот f_i и при разных базах исследований l_i . Под масштабным эффектом здесь понимается закономерное уменьшение значений \bar{v} и v_{mod} с увеличением объема единичных измерений W_i , определяемого значениями f_i и l_i [78].

Обоснование способа и его экспериментальная проверка даны в работах института Гидропроект, где показано, что зависи-

¹ В региональной геофизике и сейсмологии используется метод, основанный на изучении флуктуации амплитуд упругих волн [53].

² Масштабных кривых для средних значений скоростей упругих волн $[\bar{v} = f(W)]$.

мость \bar{v} и v_{mod} от параметров f_i и l_i в неоднородных скальных массивах происходит в основном за счет квазидисперсии скоростей упругих волн [68, 73, 78]. Интенсивность и характер этого изменения тесным образом связаны с общей неоднородностью исследуемой среды, и, следовательно, соответствующие масштабные кривые $\bar{v}=f(W_i)$ и $v_{\text{mod}}=\Phi(W_i)$ могут служить объективными количественными характеристиками неоднородности исследуемой среды. В последнем случае требуется, однако, более четкое определение величин, связываемых масштабными кривыми, т. е. v_{mod} , \bar{v} и W_i .

Если представить, что масштаб единичных измерений W_i должен практически полностью обуславливать параметры упругих волн заданного диапазона частот, то в качестве первого приближения, согласно работе [78], можно принять

$$W_i \approx \pi l (\alpha_3 \lambda_i)^2, \quad (56)$$

где λ_i — длина упругой волны; $\lambda_i = v_i f_i^{-1}$; l — расстояние, пройденное волной; $\alpha_3 \lambda_i$ — глубина захвата волны.

Согласно экспериментальным данным $\alpha_3 \approx 0,25$ [66]¹. Подставив это значение α_3 в (56), получим

$$W_i = 0,2l_i \lambda_i^2. \quad (56')$$

Выражение (56') будем использовать в дальнейшем при определении масштаба исследований сейсмоакустическими методами.

Величина \bar{v} имеет смысл средней скорости распространения упругих волн в изучаемом объеме породы при заданном масштабе исследований, т. е. при заданных значениях f_i , l_i и λ_i :

$$\bar{v}_i = \sum^n v_i / n, \quad (57)$$

где n — число измерений.

Величина v_{mod} — наиболее вероятное (модальное) значение скорости в исследуемом объеме породы при заданных значениях f_i , l_i , λ_i , определяемое по графикам распределения значений v_i .

Таким образом, в соответствии с выражением (56') масштабные кривые, которые в дальнейшем используются для описания неоднородности, есть графики зависимости типа

$$\bar{v}_i = F(l_i \lambda_i^2); \quad (58)$$

$$v_{\text{mod}_i} = \Phi(l_i \lambda_i^2).$$

При фиксированном значении l_i — это обычные дисперсионные кривые, при постоянном значении λ_i — масштабные кривые

¹ В ряде публикаций предлагается принимать α_3 значительно большим (до 2—3 [26]).

в статистическом понимании этого термина [58]. Когда меняются значения l_i и λ_i , графики (58) отражают совместное влияние на средние и модальные значения скоростей квазидисперсии и статистического масштабного эффекта, обусловленного различной вероятностью попадания «слабого элемента» в совокупность значений скоростей, определяющих \bar{v} и v_{mod} при различных масштабах измерений.

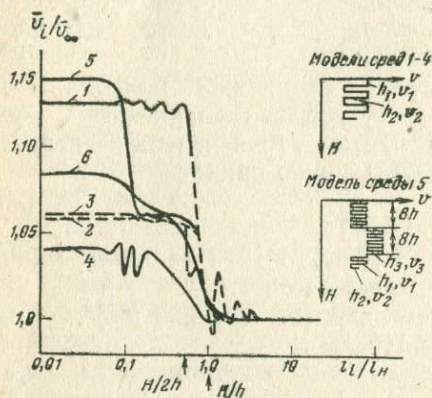


Рис. 14. Изменение отношения \bar{v}_i/\bar{v}_∞ в зависимости от относительного масштаба измерений l_i/l_H [78].

Теоретические кривые, рассчитанные для слоистых сред с параметрами: 1 — $h_1=h_2$, $v_1=2v_2=6000$ м/с, 2 — $h_1=h_2$, $v_1=5000$ м/с, $v_2=3000$ м/с, 3 — $h_1=2h_2$, $v_1=5000$ м/с, $v_2=3000$ м/с, 4 — $h_1=5h_2$, $v_1=5000$ м/с, $v_2=3000$ м/с, 5 — $h_1=h_2=h_3$, $v_1=4000$ м/с, $v_2=2000$ м/с, $v_3=6000$ м/с; 6 — график изменения \bar{v}_i/\bar{v}_∞ для сложной среды, состоящей из равномерно чередующихся сред 1—5;

$$H = \sum_{i=1}^h (h_1+h_2)i$$

Поскольку реальные горные породы характеризуются аномальной квазидисперсией скоростей объемных волн [4, 5, 7, 22 и др.], т. е. с увеличением λ скорость их уменьшается, то указанные выше явления, накладываясь одно на другое, увеличивают общее изменение скорости в неоднородной среде при изменении масштаба измерений. Это является несомненно положительным фактом при изучении характера неоднородности, однако затрудняет количественное описание исследуемого явления.

Для установления наиболее информативных параметров кривых (58), которые могут быть использованы для количественного описания неоднородности,

в работах [73, 78] на основании теоретических расчетов проанализирована зависимость формы графиков от характера и степени неоднородности изучаемой среды.

Эти исследования показали, что если неоднородная среда состоит из упорядоченных элементов неоднородности одного порядка (с линейными размерами l_H и объемами W_H), то на соответствующих ей масштабных кривых во всех случаях выделяются следующие характерные части (рис. 14). При $l_i < l_H$ отмечаются отрезки прямых, параллельных оси l_i/l_H со значением $v_i = v_\infty$; на участке $0,1l_H < l_i < 1,0l_H$ масштабные кривые имеют сложный характер, осциллируя около \bar{v}_∞ ; в точке $l_i \approx l_H$ наблюдается резкий излом всех графиков, а при $l_i > l_H$ эти графики представляют собой гладкие вогнутые кривые, описывающие уменьшение \bar{v}_i от \bar{v}_∞ до \bar{v}_0 приблизительно по экспоненте. Степень уменьшения v_i , т. е. отношение \bar{v}_∞/\bar{v}_i , опреде-

ляется степенью различия скоростей в элементах неоднородности [68, 73, 78].

При наличии в среде упорядоченных элементов неоднородности нескольких порядков с резко различающимися значениями l_n масштабные кривые резко усложняются (см. рис. 14). В общем случае форма таких кривых существенно зависит от относительных размеров неоднородностей различных порядков, т. е. от соотношения l_i/l_{i+1} . Если эти неоднородности значительно различаются по размерам ($\frac{l_i}{l_{i+1}} > 10$), то соответствующие обобщенные масштабные кривые образуются как бы из последовательного наложения индивидуальных графиков $\bar{v} = F(W_i)$, описывающих изменение скоростей в неоднородностях различных порядков. В местах, где $l_i \approx l_n$, наблюдаются резкие изломы и перегибы обобщенных масштабных кривых (кривая b на рис. 14).

При уменьшении различия в размерах элементов неоднородности различных порядков снижается степень дифференциации масштабных кривых и происходит постепенное их сглаживание. Однако и в этом случае при достаточной детальности построения графиков $\bar{v} = F(l_i)$ и $v_{\text{mod}} = \Phi(l_i)$ на них можно выделить точки изломов, которые приблизительно совпадают с преобладающими размерами неоднородностей изучаемой среды [78].

Описанная картина изменения $\bar{v} = f(i_i)$ достаточно хорошо согласуется с результатами экспериментальных исследований зависимости $\bar{v} = f(W_i)$, а также с теоретическими и модельными исследованиями масштабного эффекта при изучении деформационных свойств горных пород [14, 87]. Поскольку это явление проявляется для различных показателей деформируемости неоднородных сред и устанавливается различными способами, следует полагать, что оно имеет достаточно общий характер. Принимая во внимание это, будем считать, что вид масштабных графиков для скоростей упругих волн свидетельствует о числе порядков неоднородностей в исследуемом массиве, а точки перегибов (изломов) этих графиков соответствуют преобладающим размерам неоднородностей различных порядков.

Следовательно, на основании изучения масштабных кривых для \bar{v} и v_{mod} можно судить о числе порядков неоднородностей и о преобладающих размерах их элементов. Для решения задачи о форме этих элементов и о виде функции распределения неоднородностей высших порядков необходимо привлечение дополнительных данных.

Количественная оценка неоднородности по масштабным кривым выполняется на основании изучения интенсивности проявления масштабного эффекта, т. е. интенсивности изменения средних или модальных скоростей упругих волн с изменением масштаба единичных измерений. По аналогии с методами

оценки неоднородности, применяемыми в статистической теории прочности горных пород и металлов [93 и др.], в работах [68, 78] предложено для количественной характеристики неоднородности упругих свойств горных пород использовать показатель однородности ν , связанный со скоростями упругих волн соотношением (59), а со стандартным отклонением s_0 и с коэффициентом вариации ω — уравнением (60):

$$\nu = \frac{\lg \left[\frac{W_0 v_{\text{mod}_0} (v_{\text{mod}_\infty} - v_{\text{mod}_i})}{W_i v_{\text{mod}_i} (v_{\text{mod}_\infty} - v_{\text{mod}_e})} \right]}{\lg \left(\frac{v_{\text{mod}_i}}{v_{\text{mod}_e}} \right)}; \quad (59)$$

$$\nu = \frac{2\sigma_{\text{mod}_i}}{s_0 s_a} \sim \frac{1}{\omega s_a}, \quad (60)$$

где v_{mod_i} , v_{mod_∞} и W_0 определяют по точкам перегиба масштабных графиков $v_{\text{mod}_i} = \Phi(W_i)$, W_i вычисляют на основании заданных значений f_i и l_i по формуле (56); ω — коэффициент вариации значений в заданном масштабе измерений; s_a — коэффициент асимметрии.

Изучение анизотропности горных пород в их естественном залегании

Изучение анизотропии упругих свойств горных пород сейсмоакустическими методами базируется на зависимости скоростей упругих волн в анизотропных и квазианизотропных средах от направления распространения этих волн (см. гл. 2). Для характеристики анизотропии в общем случае должен быть изучен характер зависимости скоростей и показателей затухания различных типов волн продольных, поперечных SV и SH¹ от направления их распространения. При этом необходимо установить степень и характер анизотропии в различных масштабах измерений. Последнее определяется тем обстоятельством, что анизотропия горных массивов, как и их неоднородность, — явление, существенно по-разному проявляющееся в различных по величине блоках (участках) массива в зависимости от причин, обуславливающих ее. Так же как и для неоднородности, различают анизотропию различных порядков [47, 58, 78, 123], которые классифицируются по абсолютным размерам элементов анизотропии и по отношению их размеров к размерам области воздействия. Следовательно, для анизотропии также свойствен относительный характер ее проявления и поэтому в методике

¹ Необходимость изучения анизотропии скоростей различных типов волн возникает при изучении сред со сложной анизотропией (см., например, [3]).

изучения неоднородности и анизотропии есть много общего.

При изучении анизотропии упругих свойств горных пород необходимо оценить ее тип, интенсивность и характер проявления при различных масштабах измерений, а также получить сопоставимые количественные характеристики этого явления в

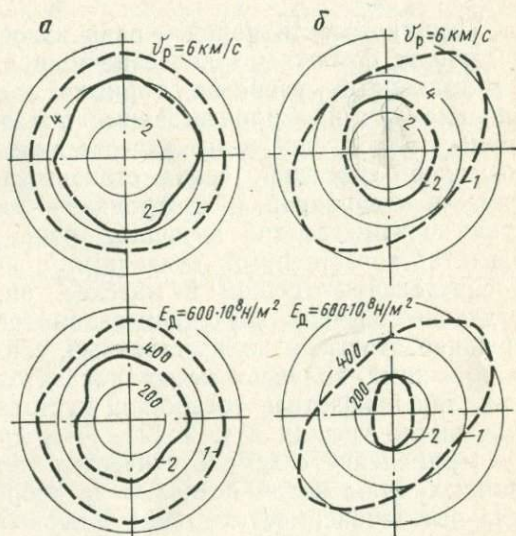


Рис. 15. Круговые диаграммы скоростей упругих волн v_p и модулей E_d (район Ингурской ГЭС) по ультразвуковым (1) и сейсмическим (2) исследованиям.

Породы: а — сохранные, б — трещиноватые

разновеликих блоках массива. Решение последней задачи необходимо для получения информации о природе или причинах анизотропии, что, в свою очередь, требуется для правильной физической интерпретации экспериментальных данных и более обоснованных практических выводов.

В соответствии с теоретическими представлениями общая оценка анизотропии упругих и деформационных свойств требует определения совокупности упругих (деформационных) параметров, число которых определяется типом симметрии исследуемой среды [3, 89]. Однако на практике решение этой сложной задачи обычно сводят к получению характеристики анизотропии среды по какому-либо одному параметру, чаще всего скорости продольных v_p или поперечных v_s волн, реже — динамическому модулю упругости E_d или модулю деформации E_0 . Объективной характеристикой анизотропии среды при этом служат круговые или объемные диаграммы изменения одного из указанных параметров, которые применительно к v_p или v_s носят название круговых или объемных диаграмм скоростей упругих волн [5, 49, 78] (рис. 15).

Количественным показателем степени анизотропии в таких случаях обычно является коэффициент анизотропии K , равный отношению экстремальных (максимальной к минимальной)

величин исследуемого параметра [49, 78]. Более подробно методика изучения анизотропии упругих свойств горных пород рассмотрена в последующих разделах настоящей работы.

Изучение трещиноватости горных пород в их естественном залегании

Трещиноватость пород — один из основных факторов, определяющих физико-механические и, в частности, упругие и деформационные свойства горных массивов; она оказывает влияние как на количественные показатели деформируемости горных пород, так и на качественное состояние исследуемых массивов: сплошная среда становится дискретной, однородная — неоднородной и изотропная — анизотропной. В соответствии с этим задача изучения трещиноватости содержит два аспекта: качественный, связанный с исследованием характера распределения трещин в массиве, определением морфологии отдельных трещин, изучением взаимодействия различных систем трещиноватости, и количественный, связанный с исследованием обобщенных количественных показателей трещиноватости, таких, как показатель трещинной пустотности, средняя плотность и раскрытие трещин и т. п. [21, 47 и др.].

Применение сейсмоакустических методов для решения указанных выше задач основано на теоретических и экспериментальных зависимостях между параметрами распространения упругих волн и характеристиками трещиноватости. В зависимости от характера трещиноватости исследуемые горные массивы могут быть аппроксимированы различными моделями, предельными из которых являются модель трещиноватой среды с одной системой трещин и модель дискретной среды, эквивалентной модели среды со многими системами трещин. Изучая общие закономерности распространения упругих волн в этих средах, можно с определенной степенью достоверности распространить их на среды с иным строением. Поэтому рассмотрим основные особенности распространения упругих волн в предельных моделях сред и выявим характер связи скоростей упругих волн с параметрами трещиноватости.

Модель трещиноватой среды с одной системой трещин

В средах подобного типа, обладающих трансверсальной симметрией, распространяются упругие колебания, фазовые скорости которых определяются свойствами нетрещиноватого материала (скоростью продольных волн $v_p = v_{\max}$, скоростью поперечных волн v_s и плотностью ρ_1), свойствами заполнителя трещин (v_3 , ρ_2), средним расстоянием между трещинами h_1 , их шириной h_2 и частотой упругих колебаний f [30, 104, 127].

Для этих сред характерна квазидисперсия скоростей упругих волн. Следовательно, сейсмоакустические способы оценки трещиноватости должны учитывать частотный диапазон используемых колебаний, а вернее — относительные значения длины волны λ по сравнению с параметрами h_1 и h_2 .

До настоящего времени для изучения трещиноватости использовали, как правило, лишь кинематические характеристики скорости продольной Р волны: по круговым диаграммам скоростей v_P определяли ориентировку трещин, по абсолютным значениям скоростей — степень квазианизотропии упругих свойств исследуемой среды и показатели трещиноватости. Для количественной оценки трещиноватости обычно применяют значения скоростей v_P , измеренных при распространении колебаний нормально к плоскости трещин $v_{P\perp}$. Величина $v_{P\perp}$, согласно [78 и др.], определяется выражениями (23) и (24), где $v_{P\perp} = v_{P0} = v$. Учитывая, что трещинная пустотность $\eta = \frac{m}{m+1} = \frac{h_2}{h_1+h_2}$, из уравнения (24) для колебаний с $\lambda \gg h$ находим:

$$\eta = \frac{v_3^2 \rho_2 (v_{\max}^2 \rho_1 - v^2 \bar{\rho})}{v^2 \bar{\rho} (v_{\max}^2 \rho_1 - v_3^2 \rho_2)} \quad (61)$$

Если $h_1 \approx \lambda$ или $h_1 > \lambda$, особенности распространения колебаний в трещиноватой среде определяются законами геометрической сейсмоки [11, 16, 24]. В этом случае наблюдается иная зависимость скоростей от направления, а связь величины $v_{P\perp}$ для колебаний с длиной волны $\lambda \ll h_1$ с параметрами трещиноватой среды определяется выражением (23). Из (23) находим, что при измерении скоростей высокочастотных колебаний

$$\eta = \frac{v_3 (v_{\max} - v)}{v (v_{\max} - v_3)} \quad (62)$$

Анализ соотношений (61) и (62) показывает, что неучет частотного состава упругих колебаний может привести к значительным погрешностям (до 5 раз) в количественной оценке трещиноватости горных пород¹. Существенные погрешности при этом могут возникать и при определении преобладающего направления трещиноватости [78, 104 и др.].

Модель дискретной среды

Наиболее полно теория распространения упругих волн в таких средах разработана применительно к пористым водонасыщенным средам. Достаточно подробное изложение этой теории

¹ В работе [78] показана принципиальная возможность и перспективность совместного использования для изучения трещиноватости волн SV и SH, однако методика измерения скоростей этих волн пока недостаточно разработана.

можно найти в работе [44]. Для интегральной оценки трещиноватости наиболее важен случай, когда длина упругих волн намного больше структурных элементов трещин и среда может считаться квазиоднородной.

Согласно работе [104], скорость этих волн v_d связана с параметрами исследуемой среды следующим соотношением:

$$v_d = \left\{ \frac{\left(\xi C_T^{-1} + \frac{4}{3} C_n \right) + (1 - \xi) [(1 - \eta - \xi) C_T + \eta C_s]^{-1}}{(1 - \eta) \rho_1 + \eta \rho_2} \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (63)$$

где C_T — сжимаемость твердой фазы (оства) породы; C_n — сжимаемость породы в целом; C_s — сжимаемость заполнителя пустот; $\xi = \frac{C_T}{C_n}$.

На основании анализа уравнения (63) в работе [78] показано, что его можно представить в виде известного уравнения среднего времени [127], т. е.

$$\frac{1}{v_d} = \frac{1 - \eta}{v_{\max}} + \frac{\eta}{v_s^*}, \quad (64)$$

где v_s^* — некоторая постоянная величина, имеющая размерность скорости упругих волн.

Следовательно,

$$\eta = \frac{v_s^* (v_{\max} - \bar{v}_d)}{(v_{\max} - v_s^*) \bar{v}_d}. \quad (62')$$

По внешнему виду выражение (62') аналогично уравнению (62), и это свидетельствует об общности формы связи скоростей упругих волн с трещинной пустотностью для рассматриваемых предельных схем строения трещиноватых сред. Единство формы связей скоростей продольных волн с параметром η подтверждается и тем фактом, что к выражению (62') можно свести и уравнение (61), если при этом величина v_s^* определяется соотношением (61'):

$$v_s^{*2} - 2v_{\max} v_s^{*2} + v_s^2 v_s^* - v_{\max} v_s^2 \rho_2 / \rho_1 = 0. \quad (61')$$

Таким образом, во всех рассмотренных моделях трещиноватых сред для любого диапазона частот упругих волн связь между показателем трещинной пустотности η и скоростями упругих волн определяется одним и тем же типом уравнения, в котором количественные характеристики скоростей v_s в каждом случае принимают свои специфические значения. При этом

величина v_3 часто является некоторым эффективным параметром, обуславливающим выполнение соотношения (61') в соответствии с исходными физическими зависимостями. Учитывая этот вывод, следует полагать, что уравнение (62) [или (62')] может быть применено и для оценки трещиноватости сред с любой другой структурой, если при этом соблюдаются сделанные выше ограничения.

Суммируя изложение в настоящей главе, следует отметить, что существующие способы и приемы изучения горных массивов с помощью сейсмоакустических методов позволяют оценивать влияние основных природных факторов на упругие свойства пород в их естественном залегании.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время, как было показано выше, из-за недостаточной надежности измерения ряда динамических характеристик среды, входящих в расчетные формулы для E_y и E_0 , статические показатели по данным сейсмоакустических методов обычно определяются на основе их корреляционных связей с такими динамическими параметрами, как скорость упругих волн или динамический модуль упругости [36, 39, 40, 84].

Степень достоверности определения деформационных свойств указанным способом в значительной степени зависит как от надежности измерения динамических упругих параметров исследуемой среды, так и от правильности выбора корреляционных графиков связи между динамическими и статическими параметрами. При этом приходится учитывать не только свойства и структурные особенности исследуемых массивов, но и предполагаемый характер силового воздействия на эти массивы, в частности, его ориентировку относительно основных структурных элементов массива, масштабность (предполагаемые размеры деформируемой зоны), уровень напряжений и их длительность [84, 86, 117]. Перечисленные характеристики воздействия во многом определяют выбор методов и методики измерения динамических параметров, а также подбор необходимых корреляционных кривых.

В общем случае в соответствии с опытом подобных работ института Гидропроект [69, 78, 84] и других организаций [18, 86—88] общая схема применения сейсмоакустических методов для изучения деформационных свойств горных пород в их естественном залегании, как правило, включает следующие этапы:

а) детальные сейсмоакустические исследования с целью измерения скоростей упругих волн и динамических упругих параметров в различных участках изучаемого массива;

б) схематизацию строения массива на основании совместной интерпретации данных инженерно-геологических и геофизических исследований с учетом специфики проектируемого сооружения (параметров силового воздействия);

в) анализ и выявление основных причин (факторов), обуславливающих изменение упругих свойств пород *in situ*; выделение областей преобладающего влияния тех или иных факторов;

г) установление корреляционных связей между E_d , E_0 , E_y и т. д. для каждой выделенной области;

д) пересчет измеренных величин E_d в соответствующие значения статических параметров E_0 и E_y ;

е) определение статистических характеристик (характера распределения, дисперсии, средних значений и т. п.) распределения статических параметров E_0 , E_y в каждом структурном элементе массива; оценку эффективных параметров для отдельных зон и блоков.

Эти данные используются для построения обобщенной геомеханической модели массива и выбора расчетных значений модуля упругости и деформации.

Рассмотрим основные особенности методики выполнения указанных операций и, в частности, методики определения динамических параметров, методики построения корреляционных кривых и оценки статических эквивалентов — статического модуля упругости и модуля деформации.

Глава 1

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ

В настоящее время наиболее распространенным и рациональным методом определения динамических параметров горных пород в их естественном залегании и в лабораторных условиях является импульсный сейсмоакустический (геоакустический) метод, основанный на измерении скоростей распространения упругих волн и показателей их затухания [4, 11, 16, 22, 24, 78]. Методика подобных исследований, применяемая для изучения пород в их естественном залегании, характеризуется рядом особенностей, основными из которых являются одновременное использование разночастотных модификаций метода (сейсмики, акустики и ультразвука) и широкое комплексирование различных видов исследований как во внешних, так и во внутренних точках изучаемой среды [51, 67, 78, 96, 100, 113].

При проведении изысканий на участках строительства крупных инженерных сооружений, в частности гидроузлов, комплекс сейсмоакустических наблюдений обычно включает [51, 67, 78]:

а) сейсмические профильные наблюдения на поверхности земли (обычно корреляционным методом преломленных волн — КМПВ или методом преломленных волн — МПВ);

б) сейсмическое профилирование и просвечивание в горных выработках (штольнях, шахтах), а также просвечивание массивов между выработками и дневной поверхностью;

в) акустическое профилирование и просвечивание в горных выработках и на обнажениях;

г) ультразвуковое профилирование и просвечивание в шпурах и на стенках горных выработок;

д) ультразвуковой, акустический и сейсмический каротаж;

е) ультразвуковые измерения на образцах горных пород.

Краткая характеристика перечисленных видов исследований дана в табл. 2. Методика их выполнения достаточно подробно изложена в работах [4, 16, 22, 34, 51, 78, 79].

Указанный комплекс исследований обеспечивает возможность измерения скоростей продольных Р и поперечных S волн в различных частях массива и практически с любой требуемой детальностью [78]. При этом могут быть оценены свойства пород в их естественном залегании в диапазоне масштабов измерений, изменяющихся от 10^{-3} до 10^8 — 10^{10} м³, что позволяет получать объективную информацию об упругих свойствах и о состоянии исследуемых массивов и, в частности, оценивать их неоднородность, анизотропность, трещиноватость и т. п.

Определение скоростей упругих волн

Скорости распространения упругих волн определяют путем измерения времен пробега продольных v_P , поперечных v_S или поверхностных v_D колебаний на заданном интервале или базе l_i . Предполагается, что на этом интервале упругие волны распространяются по прямой; скорость v вычисляется по формуле

$$v = l_i / \Delta t_i, \quad (65)$$

где Δt_i — время прохождения волны вдоль интервала l_i .

Продольные волны обычно регистрируются при различных видах наблюдений на поверхностных профилях [51, 78] и в горных выработках при профилировании и при просвечивании [28, 67, 78]. Поперечные и поверхностные колебания четко прослеживаются лишь на записях, полученных при сейсмоакустическом профилировании в горных выработках [28, 67, 78], а также ультразвуковом каротаже шпуров и скважин [33, 78]. Для уверенной регистрации поперечных волн при наземных работах или при просвечивании необходимы специальные методические приемы [10, 16, 22], которые пока не нашли широкого применения в инженерной геофизике. Более часто здесь используют способы определения скоростей поперечных колебаний на основании изучения различных типов обменных волн, которые при благоприятных сейсмогеологических условиях достаточно уверенно выделяются на записях [51, 78].

Чтобы надежно определить время Δt_i для каждого из перечисленных типов волн, в инженерной геофизике широко

Таблица 2

Характеристика основных видов сейсмоакустических исследований

Вид исследований	Используемые частоты f (для продольных волн P), Гц	База измерений l , м	Объем (масштаб) единичных измерений, m^3	Назначение исследований
Сейсмические профильные наблюдения на поверхности земли (КМПВ, МПВ)	30—100	50—200 и более	10^4 — 10^7 и более	Схематизация строения массива; определение обобщенных показателей деформируемости
Сейсмическое просвечивание горных массивов	30—100	50—200 и более	10^4 — 10^7 и более	То же
Сейсмическое профилирование и просвечивание в горных выработках	70—300	10—100	10^2 — 10^5	Детальное изучение строения массива и свойств слагающих массив пород. Определение свойств пород в отдельных структурных зонах
Сейсмический каротаж	70—300	10—100	10^2 — 10^5	То же
Акустическое профилирование и просвечивание в горных выработках и на обнажениях	1000—5000	1—20	$1,0$ — 10^2	Детальное изучение свойств пород. Определение динамических параметров в масштабе измерений, сопоставимом с масштабом статических опытов
Акустический и ультразвуковой каротаж	1000—5000; 20 000—50 000	1—10 и более; 0,2—1,0 и более	10^{-2} —1,0	Детальное изучение свойств и состояния пород
Ультразвуковые наблюдения в шпурах и на обнажениях	20 000—50 000	0,02—0,1 и более	10^{-3} —1,0	Детальное изучение структуры массива вокруг горных выработок. Определение значений v_p и E_d в масштабе, сопоставимом с масштабом статических опытов
Ультразвуковые исследования образцов	20 000—50 000	0,02—0,1	10^{-4}	Детальное изучение свойств и состояния скальных пород

применяют способы и приемы интерпретации, используемые в сейсморазведке [11, 16].

При проведении сейсмоакустических исследований методом преломленных волн или КМПВ по методике продольного профилирования величину Δt_i обычно определяют по разностным годографам $t_p(x)$, соответствующим различным типам волн и разным сейсмологическим границам. При этом в практике инженерных изысканий используют следующие два способа определения Δt_i , а следовательно, и скоростей упругих волн:

1) вычисление $\Delta t_i = 0,5\Delta t_p$ по прямолинейному отрезку разностного годографа $t_p(x)$ для различных по величине интервалов $\Delta x = l_i$ [16, 51, 78];

2) вычисление Δt_i по разности времен в крайних точках разностного годографа для фиксированных значений $\Delta x = l_i$ [19, 100].

Первый способ определения Δt_i и v_i , наиболее распространенный, применяют при расчленении исследуемой среды на зоны и блоки с резким (скачкообразным) различием их упругих свойств. Методика такого расчленения описана в работах [51, 78 и др.] .

Точность вычисления скоростей для каждого из указанных элементов разреза тем выше, чем больше определяемый интервал разностного годографа и чем меньше отклонение наблюдаемых точек годографа от осредняющей их прямой [16, 34, 78 и др.]. Обычно при сейсмических исследованиях и базе осреднения $l_i > 70$ м погрешности измерения скоростей продольных волн указанным способом не превышают 3—5% [78], при ультразвуковых наблюдениях в скважинах и шпурах при базе $l_i > 0,6$ м — примерно 1—2% [78].

Второй способ используют обычно при детальных структурных исследованиях и, в частности, при пространственной схематизации изменения упругих свойств горных массивов. С учетом детальности исследований скорости определяют на базах, равных 25; 50 м и более. Как правило, скорости вдоль профиля вычисляют с перекрытием предыдущего интервала, причем величина перекрытия обуславливается шагом и базой измерения скоростей¹. Точность определения v_p и v_s этим способом существенно зависит от заданной базы l_i и точности нахождения разностных времен t_p в крайних точках интервала. При практических работах с учетом средних погрешностей определения Δt_p базу l_i выбирают таким образом, чтобы суммарные погрешности вычисления v_p не превышали 5% [100].

Наряду с рассмотренными способами определения скоростей по разностным годографам при профилировании широко используют также и методы вычисления v по одиночным годогра-

¹ Под шагом измерений здесь понимается интервал между центрами двух последовательных участков определения скоростей.

фам [13, 51 и др.]. Точность определения скоростей при этом, как правило, несколько ниже по сравнению с различными вариантами разностного метода, вследствие чего методы одностороннего годографа применяют лишь в тех случаях, когда невозможно получить разностный годограф. Обычно используют его для характеристики свойств самых верхних частей разреза [51, 78].

Метод сейсмоакустического (сейсмического, акустического и ультразвукового) просвечивания в обычной его модификации не позволяет контролировать траектории волн от источника к приемникам, и поэтому скорости определяют в этом случае большей частью исходя из предположения о прямолинейности пути, проходимого упругими колебаниями [78]. В неоднородных и анизотропных средах, траектории волн в которых обычно существенно отличаются от прямолинейных, расчет скоростей указанным способом приведет к значительным погрешностям [25]. Анализ теоретических решений и экспериментальных данных свидетельствует о том, что предположение о прямолинейности траектории упругих волн для таких сред в какой-то мере справедливо лишь для отдельных направлений, которые в анизотропных средах совпадают с осями симметрии, а для неоднородных — с направлением максимального градиента скорости. В средах со значительной анизотропией или резкой неоднородностью упругих свойств лишь по направлениям осей симметрии и максимальных градиентов измеренные значения скоростей упругих волн (при предположении о прямолинейности траектории последних) близки к истинным. По остальным направлениям значения v определяются рассматриваемым способом со значительными погрешностями, которые могут быть оценены на основании теоретических расчетов траекторий волн для реальных сред способами, описанными в работах [4, 27 и др.].

Определение динамического модуля упругости и коэффициента Пуассона

Динамический модуль упругости E_d и коэффициент Пуассона μ вычисляют, как было описано выше, по значениям скоростей упругих волн и заданной величины плотности (объемного веса). Поскольку характер связи указанных величин существенно зависит от типа упругой модели, то расчетные формулы для определения E_d и μ выбирают, исходя из общей оценки степени однородности (неоднородности) и изотропности (анизотропности) изучаемых пород.

Если породы однородны (квазиоднородны) и изотропны, для вычисления E_d и μ используют формулы (12) и (13), а также номограммы Никитина для E_d и Кнопова—Коптева для μ (см. рис. 4 и 5) [78]. При погрешностях определения v_p и v_s не более 5% погрешность вычисления модуля E_d при постоян-

ном значении плотности горных пород ρ не превышает 15%, а коэффициента Пуассона μ — 20% [78]. Погрешность определения модуля E_d при той же точности измерения скоростей может быть уменьшена посредством коррекции величины ρ за счет влияния трещиноватости пород:

$$\rho = (1 - \eta) \bar{\rho}_{обр} + \eta \rho_3, \quad (66)$$

где $\bar{\rho}_{обр}$ — среднее максимальное значение плотности, соответствующее нетрещиноватым породам (образцам); η — объемная трещинная пустотность (см. гл. 6 первой части); ρ_3 — плотность заполнителя пустот и трещин.

При $\eta \leq 50\%$ и $\rho_3/\rho_{обр}$ ($1/10 \div 1/2$) дополнительные погрешности определения E_d , обусловливаемые допущением $\rho \approx \rho_{обр}$, не превышают 4,0—4,5% и, следовательно, не оказывают существенного влияния на общую погрешность измерений.

В анизотропных и неоднородных средах величины E_d и μ могут быть вычислены также по формулам (12) и (13), однако в этом случае необходимо использовать значения скоростей упругих волн для различных диапазонов частот, измеренные на разных базах исследований. Получаемые при этом параметры зависят от объема породы, вовлекаемого в процессе единичных измерений W_i , но не зависят от азимута измерений. Величина W_i определяется приближенным соотношением $W_i \approx 0,2l_i\lambda_i$.

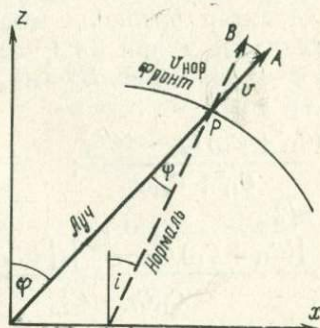
Степень изменения параметров E_d и μ для различных значений W_i , l_i и λ_i определяется интенсивностью и характером неоднородности упругих свойств исследуемого массива [14, 47, 87], а также величиной $P = \lambda_i/L_i$, где L_i — преобладающие линейные размеры элементов неоднородности. Строгое применение формул (12) и (13) возможно лишь тогда, когда $P > 0,1 \div 2$ или $P_1 \leq 0,1 \div 0,2$ [73, 78]. В остальных случаях величины E_d и μ , вычисляемые по этим формулам, имеют смысл эффективных параметров, которые хотя и характеризуют свойства исследуемой среды, но не описывают их с достаточной математической строгостью.

В однородных анизотропных (квазианизотропных) породах скорости упругих волн и соответствующие им величины E_d и μ постоянны для любых значений l_i и λ_i , но зависят от азимута измерений φ . Характер связи скоростей упругих волн с модулем E_d и коэффициентом μ определяется типом анизотропии и описывается довольно сложными математическими выражениями [3, 42, 89], применять которые в практике инженерных изысканий трудно. Сравнительно просто точные значения модуля E_d и коэффициента Пуассона μ по скоростям упругих волн в настоящее время могут быть получены лишь для сред, характеризующихся гексагональной и кубической симметрией. Для массивов, аппроксимируемых моделями первого типа, значения E_d и μ вычисляются по формулам (14) и (15) на основании

нормальных скоростей волн P, SV и SH, измеренных по различным направлениям относительно оси симметрии \vec{n} [49]. Обычно определяют скорости распространения упругих волн по лучу, т. е. лучевые скорости [49, 89], которые для анизотропных сред могут существенно отличаться от нормальных скоро-

Рис. 16. Геометрическая интерпретация нормальной $v_{\text{нор}}$ и лучевой v скорости в анизотропной среде.

PB — нормальная скорость; PA — лучевая скорость; ψ — угол между нормалью к фронту и лучом [49]



стей, характеризующих скорость распространения волны по нормали к фронту (рис. 16). Связь между лучевыми v_i и нормальными $v_{\text{нор}}$ скоростями, согласно [49], описывается выражением

$$v(i) = \left[v_{\text{нор}} + \left(\frac{dv_{\text{нор}}}{di} \right)^2 \right]^{1/2}; \quad (67)$$

$$\psi(i) = i + \text{arc tg} \left(\frac{d \ln v_{\text{нор}}}{di} \right),$$

где i — угол между осью симметрии и нормалью к фронту волны; ψ — угол между осью симметрии и лучом.

Таким образом, общая схема определения E_d и μ в анизотропных средах включает: 1) измерение лучевых скоростей упругих волн по различным направлениям; 2) вычисление нормальных скоростей; 3) определение типа анизотропии и выбор расчетных формул; 4) вычисление упругих постоянных и модулей упругости среды.

Процесс вычисления модуля E_d и коэффициента μ для анизотропных сред, как видно, довольно сложен и поэтому на практике широко применяют другой, приближенный способ определения указанных выше параметров. Сущность этого способа состоит в том, что для вычисления E_d и μ по любому заданному направлению \vec{N} в анизотропной среде используют лучевые скорости волн P, SV и SH, измеренные в этом направлении, а расчет производят по формулам (12) и (13), справедливым для изотропных сред.

Оценим степень надежности этого способа, для чего сопоставим значения E_d , вычисленные точным и приближенным способами для отдельных направлений φ . Расчеты выполним для трансверсально-изотропной среды при $\varphi=0$ и $\varphi=\pi/2$, где значения лучевых и нормальных скоростей совпадают [49, 89]. Будем предполагать, что различия модулей E_d , вычисленных различными способами, при указанных значениях φ отражают общий характер различия модулей в трансверсально-изотропных средах $E_{тр}$ и при $0 < \varphi < \pi/2$.

При $\varphi=0$ значение $E_d = E_{д тр}$, вычисленное по точной формуле (14), равно

$$E_{д тр} = \frac{(C_{11} + C_{12}) C_{33} - 2C_{13}^2}{C_{11} + C_{12}}; \quad (68)$$

при $\varphi=\pi/2$

$$E_{д тр} = \frac{[(C_{11} + C_{12}) C_{33} - 2C_{13}^2] (C_{11} - C_{12})}{C_{11}C_{33} - C_{13}^2}. \quad (69)$$

При $\varphi=0$ измеряются следующие скорости:

$$v_{нор} = v_p = \sqrt{C_{33}/\rho}; \quad v_{SV нор} = v_{SH нор} = v_{SV} = v_{SH} = \sqrt{C_{44}/\rho}.$$

Соответствующие им значения E_d и μ_d , полученные по формулам (12) и (13), равны

$$\mu_d = \mu_{д из} = \frac{C_{33} - 2C_{44}}{2(C_{33} - C_{44})};$$

$$E_d = E_{д из} = 2C_{44} \left[1 + \frac{C_{33} - 2C_{44}}{2(C_{33} - C_{44})} \right] = \frac{(3C_{33} - 4C_{44}) C_{44}}{C_{33} - C_{44}}. \quad (70)$$

При $\varphi=\pi/2$ измеряются

$$v_{p нор} = v_p = \sqrt{C_{11}/\rho}; \quad v_{SV нор} = v_{SV} = \sqrt{C_{44}/\rho};$$

$$v_{SH нор} = v_{SH} = \sqrt{C_{66}/\rho}.$$

Выполнив формальные вычисления по формулам (12) и (13), получим

$$\mu_{д SV} = \frac{C_{11} - 2C_{44}}{2(C_{11} - C_{44})}; \quad E_{д из SV} = \frac{(3C_{11} - 4C_{44}) C_{44}}{C_{11} - C_{44}} \quad (71)$$

для скоростей v_p и v_{SV} и

$$\mu_{д SH} = \frac{C_{11} - 2C_{66}}{2(C_{11} - C_{66})}; \quad E_{д из SH} = \frac{(3C_{11} - 4C_{66}) C_{66}}{C_{11} - C_{66}} \quad (72)$$

для скоростей v_p и v_{SH} .

Определим отличие этих модулей от истинных (68) и (70) в каждом из рассмотренных случаев:

1. $\varphi=0$;

$$\frac{\Delta E_d}{E_{д тр}} = \frac{E_{д тр} - E_{д из}}{E_{д тр}} = 1 - \frac{E_{д из}}{E_{д тр}} =$$

$$= 1 - \frac{(3C_{33} - 4C_{44}) C_{44} (C_{11} + C_{12})}{(C_{33} - C_{44}) [(C_{11} + C_{12}) C_{33} - 2C_{13}^2]} ;$$

$$2. \varphi = \frac{\pi}{2} ; \quad v_S = v_{SV} \frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр SV}}} = 1 - \frac{(3C_{11} - 4C_{44})}{(C_{11} - C_{44})} \times \\ \times \frac{C_{44} (C_{11} C_{33} - C_{13}^2)}{[(C_{11} + C_{12}) C_{33} - 2C_{13}^2] (C_{11} - C_{12})} ;$$

$$3. \varphi = \frac{\pi}{2} ; \quad v_S = v_{SH} \frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр SH}}} = 1 - \frac{(3C_{11} - 4C_{66})}{(C_{11} - C_{66})} \times \\ \times \frac{C_{66} (C_{11} C_{33} - C_{13}^2)}{[(C_{11} + C_{12}) C_{33} - 2C_{13}^2] (C_{11} - C_{12})} .$$

Преобразуем эти выражения, приняв обозначения

$$K_P^2 = \frac{C_{11}}{C_{33}} ; \quad \gamma^2 = \frac{C_{44}}{C_{33}} ; \quad K_{SH}^2 = \frac{C_{66}}{C_{44}} .$$

С учетом того, что $C_{66} = 0,5(C_{11} - C_{12})$ [42, 49],
получаем

$$\frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр0}}} = 1 - \frac{(3 - 4\gamma^2) \gamma^2 (K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2)}{(1 - \gamma^2) [K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2 - a^2]} , \quad (73)$$

где

$$a^2 = C_{13}/C_{33} .$$

Определим a , исходя из очевидного условия, что при

$$K_P = K_{SH} = 1 \quad \frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр0}}} = 0 .$$

Следовательно,

$$\frac{(3 - 4\gamma^2) \gamma^2 (1 - \gamma^2)}{(1 - \gamma^2) (1 - \gamma^2 - a^2)} = 0 ; \quad \frac{C_{13}}{C_{33}} = a = 1 - 2\gamma^2 . \quad (74)$$

Последнее выражение полностью тождественно значению C_{13}/C_{33} , полученному в работе [49]. Подставив значение a в (73), окончательно найдем

$$\frac{E_d}{E_{d \text{ тр0}}} = 1 - \frac{(3 - 4\gamma^2) (K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2) \gamma^2}{(1 - \gamma^2) [K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2 - (1 - 2\gamma^2)^2]} . \quad (75)$$

Аналогичным образом для случая, когда $\varphi = \pi/2$, получим

$$\frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр SV}}} = 1 - \frac{(3K_P^2 - 4\gamma^2) [K_P^2 - (1 - 2\gamma^2)^2]}{4 (K_P^2 - \gamma^2) [K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2 - (1 - 2\gamma^2)^2]} ; \quad (76)$$

$$\frac{\Delta E_d}{E_{d \text{ тр SH}}} = 1 - \frac{(3K_P^2 - 4K_{SH}^2 \gamma^2) [K_P^2 - (1 - 2\gamma^2)^2]}{4 (K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2) [K_P^2 - K_{SH}^2 \gamma^2 - (1 - 2\gamma^2)^2]} . \quad (77)$$

Учитывая, что $K_P = v_{P\pi/2}/v_{P0}$, $K_{SH} = v_{SH\pi/2}/v_{SH0}$ и $\gamma = v_{SV0}/v_{P0} = v_{SV0}/v_{P0}$, на основании формул (75) — (77) вычислим допускаемые погрешности определения модуля E_d в трансверсально-изотропных средах.

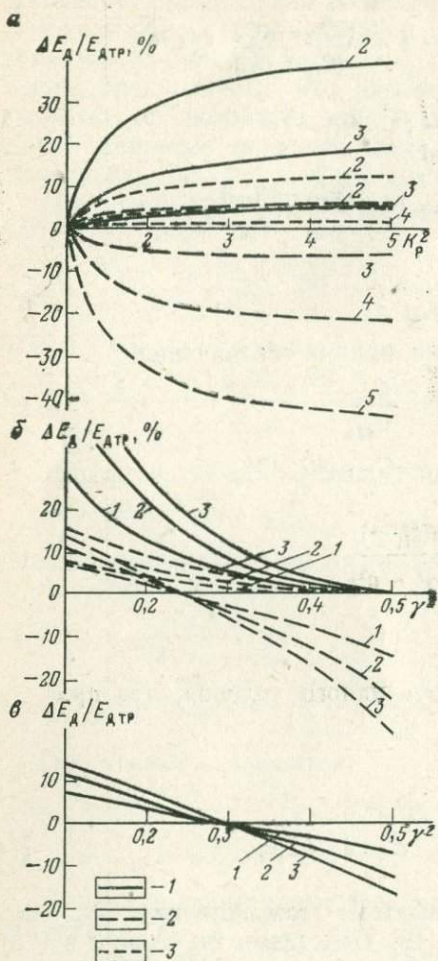


Рис. 17. Погрешности в определении модуля E_d в трансверсально-изотропных средах по формулам (75) — (77) при $\varphi = \pi/2$, $\varphi = 0$ и $K_P = K_{SH}$.

а — $\frac{\Delta E_d}{E_{дтр}} = f(K_P^2)$, параметр кривых γ^2 ;

б — $\frac{\Delta E_d}{E_{дтр}} = f(\gamma^2)$, параметр кривых K_P^2 ;

в — $\frac{\Delta E_d}{E_{дтр}} = f(\gamma^2)$ при $v_S = \frac{v_{SV} + v_{SH}}{2}$;

параметр кривых K_P^2 ; 1 — $\varphi = 0$, $v_{SV} = v_{SH} = v_S$; 2 — $\varphi = \frac{\pi}{2}$, $v_S = v_{SV}$; 3 — $\varphi = \frac{\pi}{2}$, $v_S = v_{SH}$

Соответствующие графики величин $\Delta E_d / E_{дтр}$ для различных значений $K_P = K_{SH}$ и γ приведены на рис. 17. В соответствии с этими данными можно утверждать, что погрешности в определении модуля E_d для трансверсально-изотропных сред по формулам, справедливым для изотропных сред, могут достигать значительных величин — до 40% и более. Абсолютная величина погрешностей возрастает при уменьшении значений γ и при увеличении степени анизотропии исследуемой среды, т.е. с ростом коэффициентов K_P и K_{SH} . При этом значения E_d , определяемые по скоростям v_P и v_{SH} , меньше модулей, вычисленных по точным формулам, а величины E_d , устанавливаемые по скоростям v_P и v_{SV} , при $\gamma^2 < 0,24$ — меньше, а при $\gamma^2 > 0,24$ — больше истинных модулей упругости. Для сред с умеренной анизотропией, когда $K_P^2 < 1,5 \div 2,0$ и при $0,2 < \gamma^2 < 0,4$ ($0,16 < \mu_d < 0,37$), погрешности в вычислении модуля E_d в трансверсально-изотропной среде по направлениям $\varphi = 0$ и $\varphi = \pi/2$ по формулам (12) — (13) не превышают 20%. Если допустить, что различие модулей E_d , вычисленных приближенным и

точным способами при $\varphi=0$ и $\varphi=\pi/2$, характеризует общий уровень величины $\Delta E/E_{д\text{тр}}$, то для инженерных расчетов, по-видимому, можно применять формулы (12) и (13) для вычисления модуля $E_{д}$ в трансверсально-изотропных средах с $K_{р} \approx \approx K_{SH} < 2,0$ и $\mu \approx 0,15 \div 0,35$.

Судя по характеру изменения величин $\Delta E/E_{д\text{тр}}$, $\Delta E/E_{д\text{тр}SV}$, $\Delta E/E_{д\text{тр}SH}$, общую погрешность приближенного способа определений модуля $E_{д}$, очевидно, можно несколько уменьшить, используя для расчетов среднее значение скоростей поперечных волн

$$v_s = \frac{1}{2} (v_{SV} + v_{SH}). \quad (78)$$

При указанных выше значениях $K_{р}$ и γ средняя погрешность $\Delta E/E_{д\text{тр}}$ в этом случае меньше 10%, т. е. соизмерима с общей погрешностью (см. рис. 17). Подобные же выводы можно сделать и для сред с другими законами упругой симметрии и, в частности, для сред с кубической симметрией. Поэтому можно полагать, что для различных типов сред с умеренной анизотропией ($\mu_{д} = 0,15 \div 0,35$) для расчетов их модуля $E_{д}$ и коэффициента $\mu_{д}$ по заданному направлению φ можно использовать формулы (12) и (13), в которых значение $v_{р}$ равно величине лучевой скорости в анизотропной среде, измеренной в направлении φ , а $v_s = v_{s\varphi} = 0,5(v_{SV\varphi} + v_{SH\varphi})$, где $v_{SV\varphi}$ и $v_{SH\varphi}$ — скорости поперечных SV и SH волн, определенные в направлении φ .

Для получения более точных значений $E_{д}$ и $\mu_{д}$, а также при определении упругих постоянных сред с высокой степенью анизотропии целесообразно использовать способы расчета, применяемые при вычислении упругих свойств кристаллов [3 и др.]. В последнем случае величины $E_{д}$ и $\mu_{д}$ вычисляют на основании скоростей $v_{р}$, v_{SV} и v_{SH} в направлениях $\vec{N}(l, m, n)$, ориентированных определенным образом относительно осей симметрии [3, 89]. Необходимые значения $v_{р}$, v_{SV} и v_{SH} устанавливают по объемным диаграммам (индикатрисам) скоростей продольных и поперечных волн, получаемым при экспериментальных исследованиях (см. часть первую).

Глава 2

СПОСОБЫ И МЕТОДИКА УСТАНОВЛЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ МЕЖДУ СТАТИЧЕСКИМИ И ДИНАМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ

Необходимым условием для количественной оценки деформационных свойств горных пород в их естественном залегании сейсмоакустическими методами является наличие графиков связи между статическими и динамическими параметрами деформируемости.

На ранних стадиях исследований соотношения между указанными параметрами обычно устанавливают по типовым или сводным корреляционным зависимостям, построенным для различных типов пород по экспериментальным данным, полученным при инженерно-геологических изысканиях на других объектах [41, 47, 57, 69, 84].

При обосновании технических проектов крупных инженерных сооружений, проектируемых в любых инженерно-геологических условиях, искомые корреляционные связи определяют по результатам специальных экспериментальных исследований [47, 84, 117].

На практике зависимости между статическими и динамическими показателями деформируемости горных пород, как правило, определяются на основании:

- а) непосредственного сопоставления соответствующих значений сравниваемых модулей (метод прямой корреляции);
- б) корреляции сравниваемых модулей с некоторыми промежуточными параметрами (модулем идеальной упругости, показателями трещиноватости и т. п.), которые достаточно надежно определяются при динамических и статических испытаниях (метод косвенной корреляции [71, 69, 107, 124]).

При соблюдении основных критериев сопоставления корреляционные зависимости, полученные различными методами, практически совпадают [69, 78].

Рассмотрим некоторые основные виды статических и динамических исследований, используемых различными исследователями при установлении корреляционных зависимостей между статическими и динамическими параметрами. Многие из указанных способов применены при получении корреляционных зависимостей, приводимых в настоящей работе.

Способы прямой корреляции

Способы прямой корреляции основаны на прямом сопоставлении значений модулей E_d , E_0 и E_y и скорости v_p . Сравниваемые величины при этом выбирают в соответствии со сформулированными выше требованиями.

Из различных возможных сочетаний статических и динамических определений при испытании пород *in situ* наибольшее практическое распространение получили следующие виды исследований [36, 47, 55, 69, 88, 97 и др.].

Прессиометрические исследования и детальный ультразвуковой каротаж шпуров и скважин (УЗК). Комплексование этих методов применено при проведении исследований на участках Токтогульской и Зеленчукской ГЭС. Сопоставляемые значения E_d , E_0 , E_y и v_p выбирали по графикам изменения этих величин вдоль шпуров и скважин. Для уменьшения влияния погрешностей измерений использовали сглаженные кривые, причем, чтобы избежать изменения масштабности исследований, операцию сглаживания в УЗК выполняли для модуля E_d (или скоростей v_p , v_s), а не соответствующих им значений времени распространения колебаний на заданной базе l_i .

При исследованиях применяли прессиометры малого диаметра, т. е. с малой площадью загрузки, вследствие чего база определения скоростей упругих волн l_i принималась равной 0,1 м. Для прессиометров и дилатометров большего диаметра база измерения скоростей может быть увеличена до 0,3—0,4 м. Выполнением указанных условий обеспечивается приблизительное равенство масштабности исследований; в то же время соблюдалось требование сопоставления параметров для одного и того же участка массива. Однако принципиальный недостаток данного вида исследований — различие направлений статических и динамических воздействий: в первом случае деформация породы происходит в радиальном направлении по отношению к скважине, во втором — в осевом. В анизотропных средах рассматриваемое комплексование динамических и статических определений, по-видимому, следует применять с осторожностью, вводя в используемые данные поправки за анизотропию упругих и деформационных свойств исследуемых пород. Опыт работ свидетельствует, что для построения корреляционных графиков при этом необходимо иметь около 100—150 совместных определений статических и динамических параметров. Получаемые таким образом результаты, как правило, достаточно хорошо согласуются с данными других видов исследований.

Штамповые опыты и детальный акустический или ультразвуковой каротаж шпуров и скважин. Эти шпуровые (скважинные) бурят на участках проведения статических опытов. Подобное комплексование статических и динамических методов применено Гидропроектом на гидроузле Кырджали, на Ингурской ГЭС; оно широко используется также при проведении натуральных испытаний и другими исследователями (см., например [88, 124]). Общая схема совместных наблюдений приведена на рис. 18. Преимуществом

этого вида работ является возможность детального изучения свойств, структуры и напряженного состояния пород, деформируемых в процессе статических опытов. Как правило, наряду с каротажем, обычно проводится просвечивание целиков между шпурами и скважинами, что позволяет более надежно оцени-

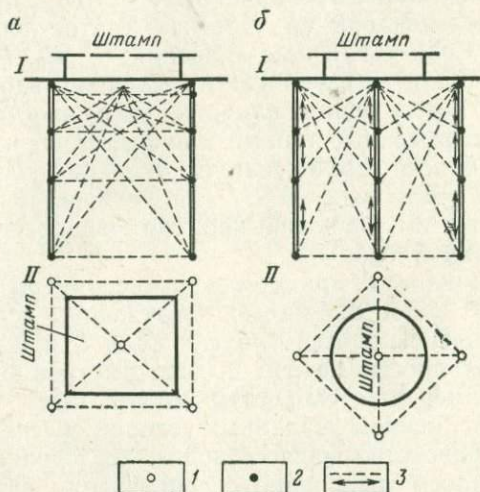


Рис. 18. Определение динамического модуля упругости E_d деформируемого объема породы под штампом на основании детальных сейсмоакустических исследований в шпурах. Схема: а — МИСИ [88], б — Гидропроекта; I — разрез, II — план; 1 — шпуры; 2 — сейсмоприемники или пьезодатчики; 3 — направление измерения скоростей упругих волн

вать средние характеристики пород участка [78, 88]. Однако при этом нарушается требование идентичности направления сил, вызывающих деформации. Поэтому результаты просвечивания могут быть использованы для построения графиков связи только лишь в том случае, если они скорректированы за анизотропию упругих свойств исследуемых пород. Практикой установлены, что для уверенного определения зависимостей между статическими и динамическими параметрами с применением рассматриваемых видов исследований необходимо иметь 30—40 сопоставимых значений модулей. При соблюдении этих условий, а также правильном выборе частоты упругих колебаний при динамических измерениях корреляционные зависимости, устанавливаемые при данном комплексировании статических и динамических исследований, характеризуются высокой степенью надежности [69, 88].

Штамповые опыты (в том числе и метод гидравлической подушки и сейсмическое или акустическое просвечивание («прозвучивание») деформируемого объема породы. Этот вид совмест-

ных статических и динамических определений упругих свойств горных пород разработан и широко применяется в Югославии, где он известен под названием полярного метода [36, 107, 108]. Общая схема проведения исследований приведена на рис. 19.

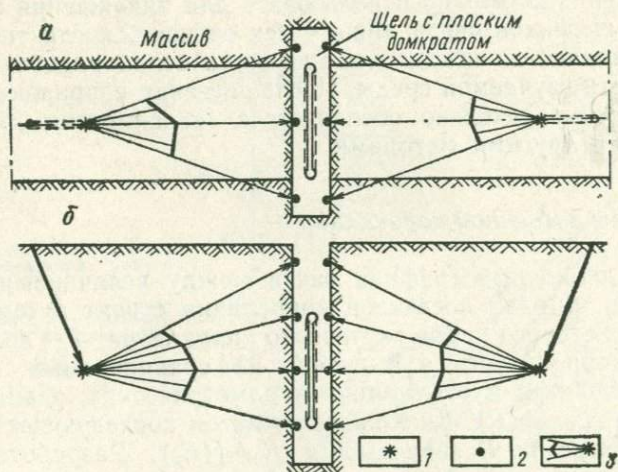


Рис. 19. Определение динамического модуля упругости E_d деформируемого объема породы под штампом полярным методом (по Б. Д. Куянджичу [36]).

a — план; b — разрез; 1 — пункты взрывов; 2 — сейсмоприемники; 3 — индикатрисы скоростей

При правильном выборе частоты упругих колебаний метод обеспечивает выполнение всех основных условий, необходимых для построения корреляционных зависимостей, и, следовательно, позволяет надежно определить связи между статическими и динамическими упругими параметрами даже в довольно сложных геологических средах. При этом, согласно работе [107], для построения графиков зависимости необходимо иметь 20—25 сопоставимых значений модулей упругости и деформации.

Штамповые опыты и сейсмическое или акустическое профилирование на участках статических опытов. Подобные работы, как правило, проводятся на всех участках выполнения статических опытов. Однако при этом обычно трудно достаточно точно использовать большинство из перечисленных выше критериев сопоставления упругих параметров. Поэтому получаемые здесь корреляционные зависимости существенно искажены в результате влияния различных объективных факторов и, в первую очередь, неоднородности (действие масштабного эффекта) и анизотропности исследуемой среды: объем единичных измерений при статических опытах $W_i = 1 \text{ м}^3$, при динамических опытах $W_i \approx 10 \div 100 \text{ м}^3$,

направление действия статических и динамических сил взаимно перпендикулярное. Различие между статическими и динамическими параметрами, устанавливаемое рассматриваемым способом, обычно значительно меньше действительного. Анализ полученных данных свидетельствует, что указанные виды исследований, очевидно, можно использовать для нахождения корреляционных графиков связи лишь в тех случаях, когда тщательно учтено влияние на искомые зависимости неоднородности и анизотропности изучаемой среды. После внесения поправок графики связи удовлетворительно совпадают с зависимостями, устанавливаемыми другими методами.

Способы косвенной корреляции

Корреляционные графики связи между величинами E_0 , E_y , E_d и σ_p в методах косвенной корреляции строят путем применения некоторого промежуточного параметра P , достаточно хорошо коррелируемого с любой из сравниваемых величин. Задача сводится к отысканию параметрических зависимостей $E_d = \psi(P)$, $E_0 = \varphi(P)$ и нахождению путем последующего исключения параметра P зависимости $E_0 = f(E_d)$. Разработаны две модификации этого метода, в одной из которых в качестве промежуточного параметра P используют модуль идеальной упругости $E_{иу}$, а в другой — количественные характеристики трещиноватости [69, 124].

Косвенная корреляция с использованием параметра $E_{иу}^*$. Способ разработан в Гидропроекте [69, 78] и применен при изучении деформационных свойств пород на участках многих крупных гидросооружений. Основные положения метода следующие:

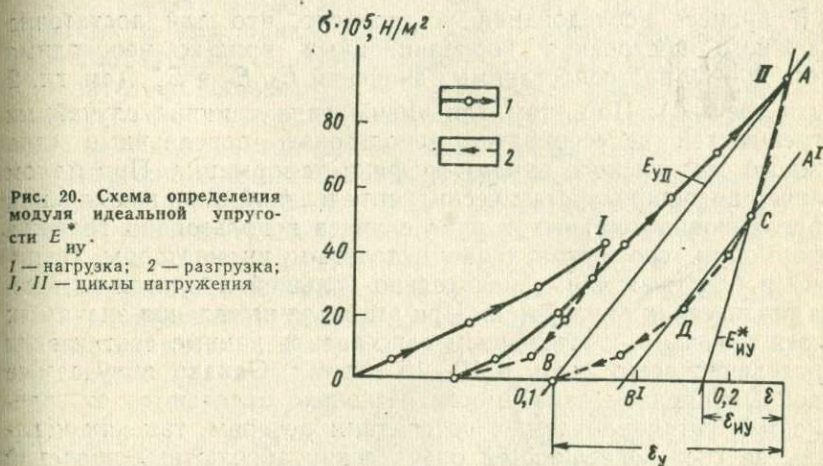
а) статические и динамические параметры среды сопоставляются через промежуточный параметр — модуль идеальной упругости $E_{иу}^*$, который характеризует способность породы к деформациям и имеет дирекционный (векторный) характер;

б) величина $E_{иу}^*$ определяется по графикам деформации $\epsilon = f(\sigma)$, установленным в результате статических опытов и, следовательно, характеризует тот же объем породы, что и модули E_y или E_0 ;

в) предполагается, что для скальных горных пород модуль $E_{иу}^*$ связан с динамическим модулем упругости E_d одной общей зависимостью, справедливой как для образцов различных типов пород, так и для пород в их естественном залегании. В соответствии с работами [69, 71, 78] считается, что связь между величинами E_d и $E_{иу}^*$ описывается уравнениями (41) и (42), а график $E_{иу}^* = f(E_d)$ совпадает с кривой Никитина [50] (см. рис. 11).

В соответствии со сформулированными положениями нахождение корреляционных связей методом корреляции $E_0 \rightarrow E_{иу}^* \rightarrow E_d$ можно подразделить на два этапа:

1) получение зависимости между статическими характеристиками деформируемости среды (модулями E_0 , E_y) и модулем



идеальной упругости $E_{иу}^*$, т. е. определение зависимостей $E_0 = \varphi(E_{иу}^*)$, $E_y = \varphi(E_{иу}^*)$ и т. п.;

2) пересчет найденных зависимостей по уравнениям (41') и (42) в зависимости типа $E_0 = f(E_{иу}^*)$, $E_y = f(E_{иу}^*)$ и т. д., т. е. исключение параметра $E_{иу}^*$.

Исходными данными для установления корреляционных зависимостей между величинами E_0 (или E_{0i}), E_y и E_d во всех рассмотренных ниже случаях служили графики деформаций $\epsilon = f(\sigma)$, полученные по унифицированной и однотипной методике при изучении какой-либо определенной разности пород in situ.

Статический модуль идеальной упругости $E_{иу}^*$ вычислен по величине идеально упругой деформации $E^*y = E_{иу} + \alpha E_p$ (см. гл. IV части первой). Для определения $E_{иу}^*$ использовали начальные части ветвей разгрузки графиков деформации, характеризующиеся наименьшей кривизной (рис. 20). Модуль $E_{иу}^*$ был определен следующим образом:

а) через конечные точки кривой разгрузки заданного цикла нагружений (точки A и B на рис. 20) проводили прямую, угловой коэффициент которой пропорционален модулю упругости E_y ;

б) параллельно AB строили прямую $A'B'$, наилучшим образом осредняющую точки центральной части CD ветви разгрузки;

в) точки A и C соединяли прямой, тангенс угла наклона которой принимали пропорциональным модулю $E_{иу}^*$.

Вычисленный указанным способом модуль $E_{иу}^*$ сопоставляли с установленными по тем же опытным данным заключениями модулей E_0 , E_y и на основании совокупности парных значений упругих и деформационных параметров вычисляли корреляционные графики связи $E_0 = \varphi(E_{иу}^*)$, $E_y = \varphi(E_{иу}^*)$ и др.

В процессе исследований установлено, что для достаточно надежного построения корреляционных кривых необходимо иметь 20—30 пар сопоставимых значений E_0 , E_y и $E_{иу}^*$ (см. гл. 2 части третьей). При этом для уменьшения влияния случайных погрешностей целесообразно использовать осредненные (для каждого статического опыта) графики деформации. При малом количестве опорных статических определений для нахождения корреляционных кривых в ряде случаев использовали графики деформации, соответствующие отдельным индикаторам (реперам) и охватывающим значительно больший диапазон изменения статических параметров. При этом для выявления значимых связей оказалось достаточным сопоставить данные статических определений всего лишь в 10—15 опытах. Однако получаемые подобным образом зависимости несколько отличаются от зависимостей, устанавливаемых по средним реперам, так как искажены за счет погрешностей определения абсолютных значений статических параметров (см. часть третью).

Выявленные по графикам деформации зависимости $E_0 = \varphi(E_{иу}^*)$ и $E_y = \varphi'(E_{иу}^*)$ и т. п. пересчитаны в графики связи величин E_0 , E_y и E_d . Это выполнено на основании замены модуля $E_{иу}^*$ соответствующим ему значением E_d по графику $E_{иу}^* = f(E_d)$ (см. рис. 11).

Построенные подобным образом графики зависимости $E_0 = f(E_d)$ и $E_y = f(E_d)$ хорошо совпали с графиками, полученными методами прямой корреляции.

Косвенная корреляция с использованием количественных показателей трещиноватости. Заключается в том, что связь между E_d и E_0 отыскивают через трещинную пустотность η (или пористость m), которую определяют на участках статических опытов как обычными геологическими, так и геофизическими (сейсмоакустическими) методами. Общая схема нахождения корреляционных зависимостей при этом полностью аналогична описанной выше, с той лишь разницей, что вместо величины $E_{иу}^*$ здесь используется параметр η (или m). Использование показателя η связано с определенными факторами, ограничивающими метод. Основными из них являются следующие:

- 1) скалярный характер величины η , вследствие чего она не отражает зависимости модулей E_d , E_0 и E_y от направления;
- 2) аддитивность показателя η , т. е. независимость его от

масштаба единичных измерений и, как следствие этого, неоднозначность сопоставления η со значениями модулей, измеренными при различных масштабах исследований [58];

3) слабая зависимость упругих и деформационных параметров среды от характера трещиноватости среды при больших ($>5\%$) значениях показателя η [54, 123, 124].

Учитывая эти условия, следует считать, что рассматриваемый метод может давать хорошие результаты только в квазиоднородных и изотропных средах при относительно невысокой их трещиноватости. В более сложных средах применение метода значительно осложняется и для успешной реализации его в этих случаях необходима разработка способов, учитывающих влияние анизотропии и неоднородности горных пород.

Описанные выше способы построения корреляционных кривых дают возможность находить сопоставимые значения статических динамических параметров при значительном разнообразии условий определения этих характеристик. Опыт работы Гидропроекта показывает, что наиболее эффективно для решения поставленной задачи комплексирование метода косвенной корреляции $E_0 - E_{\text{иу}}^* - E_{\text{д}}$ с различными вариантами метода прямой корреляции. При таком комплексировании в задачу метода косвенной корреляции входит установление искомых зависимостей, а в задачу метода прямой корреляции — проверка надежности и корректировка найденных связей. Подобное разделение функций методов корреляции позволяет значительно упростить процесс получения искомых зависимостей и обеспечивает высокую их надежность.

Примеры использования такого подхода для определения корреляционных соотношений между величинами E_0 , $E_{\text{у}}$, $E_{\text{д}}$ и $v_{\text{р}}$ приведены в последующих разделах работы.

Глава 3

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ СЕСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вычисление частных значений модулей

Частные значения статических показателей деформируемости горных пород в условиях их естественного залегания определяют на основании пересчета измеренных значений скоростей упругих, чаще продольных, волн или динамического модуля упругости $E_{\text{д}}$ в эквивалентные им величины модулей $E_{\text{у}}$ или E_0 по соответствующим корреляционным зависимостям.

Исходные значения v_p или E_d находят для различных точек (участков) массива. В соответствии с методикой исследований, регистрируемым диапазоном частот упругих колебаний и базой измерений они характеризуют свойства пород в ограниченном интервале значений W_i , т. е. при определенной масштабности исследований и по тем или иным фиксированным направлениям [69, 73, 78].

Для того чтобы использовать эти данные для оценки статических параметров деформируемости, необходимо тщательно проанализировать причины, обуславливающие изменчивость скоростей упругих волн в массиве, и выявить основные закономерности строения исследуемой среды.

Анализ причин изменчивости скоростей упругих волн предусматривает, как уже отмечалось выше, изучение следующих основных факторов: а) зависимости скоростей от ориентировки линии измерений в пространстве (изучение анизотропности среды);

б) зависимости скоростей от масштаба единичных измерений (определение неоднородности среды);

в) причин, обуславливающих изменчивость скоростей;

г) областей преобладающего влияния на значения v_p и v_s тех или иных факторов.

Способы решения первых двух задач описаны в гл. 5 первой части, а также в работах [49, 78, 79, 119].

При изучении причин изменчивости скоростей оценивают влияние на свойства пород их состава и литологии, интенсивности и характера трещиноватости [21, 36, 47, 87, 94], упругих свойств трещинного заполнителя, степени обводненности пород *in situ* [47, 66, 72], характера и интенсивности их выветривания [21, 36]. Способы и методика подобных оценок изложены в работах [21, 47, 94, 104 и др.].

Разграничение областей преобладающего влияния на значения v_p , v_s или E_d различных факторов выполняют посредством наложения на общую пространственную схему изменчивости упругих свойств массива зональности проявления отдельных факторов. В результате такого наложения обычно выделяются участки массива, сложенные однотипными по составу и литологии породами, характеризующиеся близкой степенью водонасыщенности и выветрелости. Изменчивость упругих свойств в пределах этих участков определяется в основном интенсивностью и характером трещиноватости горных пород.

Для каждого такого участка или области массива устанавливают описанными выше способами или подбирают соответствующие корреляционные зависимости между величинами v_p , E_d и E_y , E_0 . При подборе этих зависимостей учитывают уровень ожидаемых напряжений, характер нагружения массива, длительность силового воздействия и т. п. В случае несоответствия

исходных графиков связи предполагаемым условиям нагружения массива вносят соответствующие коррективы.

Вычисленные по измеренным значениям v_p (v_s) или E_d и корреляционным кривым статические модули упругости и деформации соответствуют тем же масштабам исследований и характеризуют свойства пород по тем же направлениям, что и динамические параметры. Чтобы охарактеризовать свойства более крупных блоков и вычислить обобщенные показатели деформируемости отдельных структурных элементов массива, полученные частные значения E_y и E_0 распространяют на эти элементы. В неоднородных средах подобное распространение следует выполнять при строгом соблюдении заданной масштабности исследований. Например, при характеристике деформационных свойств массива по сейсмоакустическим данным недопустимо совместное использование результатов ультразвуковых и сейсмических измерений, так как первые соответствуют объему единичных измерений $W_{yz} = 10^{-2} - 10^{-3} \text{ м}^3$, а вторые — объему $W_c \approx 10^2 - 10^6 \text{ м}^3$ (см. табл. 2). Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что изменение масштабности измерений часто приводит к резкому различию значений E_d , а следовательно, и E_y или E_0 для одних и тех же участков массива [73, 94]. Совокупность однородных (с точки зрения условий и методики определения) частных значений v_p , E_d , E_y или E_0 подвергают статистической обработке, в результате чего устанавливают для отдельных структурных зон и блоков средние и наиболее вероятные значения показателей деформируемости, а также статистические характеристики их распределения при заданном масштабе измерений и для выбранных направлений.

Методика расчета обобщенных характеристик

Под обобщенными характеристиками деформируемости здесь понимаются показатели деформационных свойств (модули E_y , E_{0z} , E_{01} и т. д.) отдельного структурного элемента массива, описывающие деформируемость этого элемента как единого целого. В неоднородных средах непременным условием получения обобщенных характеристик является приведение измеренных величин E_0 , E_y и других к объему, равному или соизмеримому с объемом исследуемого элемента массива.

При использовании сейсмоакустических данных для оценки деформационных свойств пород в их естественном залегании могут быть применены два способа определения обобщенных характеристик — $E_{0об}$, $E_{yоб}$ и т. д. Первый способ — вычисление $E_{0об}$, $E_{yоб}$ и других параметров по соответствующим масштабным кривым, построенным по средним или модальным частным значениям перечисленных модулей при различных фиксированных масштабах измерений W_i [73, 78]. Второй способ — определение величин $E_{0об}$, $E_{yоб}$ и других как наиболее вероятных из

совокупности частных значений модулей E_{0i} , E_y и других, установленных в масштабе измерений W , приблизительно равном объему исследуемого структурного элемента.

Поскольку при статических испытаниях технически очень сложно оценить деформируемость крупных элементов (блоков) массива, здесь применим лишь первый способ.

Методика определения обобщенных характеристик по масштабным кривым как при статических, так и при динамических испытаниях имеет много общего. Весь процесс вычисления $E_{0\text{об}}$ или $E_{y\text{об}}$ подразделяется при этом на следующие этапы:

а) определение частных значений статических модулей в фиксированных диапазонах изменения W_i ; по данным сейсмоакустических исследований это выполняется на основании пересчета измеренных значений v_p или E_d по соответствующим корреляционным кривым;

б) вычисление статистических характеристик распределения (средних и модальных значений) показателей деформируемости в исследуемом структурном элементе массива при заданной масштабности измерений W_i ;

в) построение масштабных кривых $E_0=f(W_i)$, $E_y=f(W_i)$ в изученном диапазоне масштабов измерений W_i ;

г) интерполяция графиков $E_0=f(W_i)$, $E_y=f(W_i)$ на область значений $W_i \approx W_{эл}$, где $W_{эл}$ — объем исследуемого структурного элемента; обобщенные модули в этом случае определяются как ординаты соответствующих масштабных графиков при $W_i = W_{эл}$.

Второй способ определения $E_{0\text{об}}$, $E_{y\text{об}}$ и других модулей применим лишь при использовании для оценки деформационных свойств сейсмоакустических методов, поскольку только в этом случае появляется возможность практически определить частные показатели деформируемости в масштабе измерений, сопоставимом с размерами исследуемого элемента массива. Методика вычисления частных значений модулей по измеренным величинам v_p и E_d здесь аналогична описанной выше. Для исключения влияния на конечные результаты случайных отклонений, а также отдельных крупных неоднородностей выполняют статистическую обработку совокупности частных значений модулей, измеренных в масштабе $W_i = W_{эл}$ при большом количестве исходных данных. Обобщенные модули устанавливают как модальные значения из указанной выше совокупности частных показателей деформируемости. При сравнительно небольшом числе единичных измерений n ($n < 10$) в качестве обобщенных показателей принимают средние значения модулей, вычисляемые по формулам (79) и (80):

$$E_{0\text{об}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n E_{0i} \pm \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\sum_{i=1}^n \frac{E_{0i}}{n} - E_{0i} \right)^2}; \quad (79)$$

$$E_{y \text{ об}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n E_{yi} \pm \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\sum_{i=1}^n \frac{E_{yi}}{n} - E_{yi} \right)^2}. \quad (80)$$

В формулах (79), (80) E_{0i} и E_{yi} — частные значения модуля деформации и упругости, определенные в масштабе измерений W_i , равном (соизмеримом) объему исследуемого элемента массива $W_{\text{эл}}$.

Приведенная методика определения обобщенных показателей деформируемости изложена применительно к неоднородным, но квазиизотропным средам. В элементах массива, характеризующихся значительной анизотропностью упругих свойств, все указанные выше операции необходимо выполнять с данными, полученными для отдельных фиксированных направлений \bar{n}_i . Вычисляемые при этом обобщенные показатели деформируемости являются векторными величинами и отражают общую анизотропию упругих и деформационных свойств исследуемого элемента массива.

Вследствие относительного характера неоднородности обобщенные показатели деформируемости структурных элементов высших порядков, как отмечалось выше, являются частными по отношению к характеристикам элементов низких порядков. Поэтому в случае определения обобщенных показателей для более крупных частей массива или для всего массива в целом необходимо изложенные выше приемы применить при обработке данных, характеризующих деформируемость более крупных структурных элементов. Примеры подобных оценок приведены в последующих разделах работы.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ
РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ
ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ
МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Методика изучения деформационных свойств массивов скальных горных пород сейсмоакустическими методами разрабатывалась в процессе проведения экспериментальных исследований на различных объектах.

Рассмотрим на примере отдельных объектов гидротехнического строительства результаты определения деформационных свойств горных пород по предлагаемой методике.

Глава I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ
О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
И УПРУГИХ СВОЙСТВАХ ПОРОД
РАССМАТРИВАЕМЫХ ОБЪЕКТОВ

Ингульская ГЭС

Долина р. Ингури на участке створа имеет асимметричное строение: правый склон крутой (50—60°), осложненный уступами и обрывами, левый — более пологий; в средней его части наблюдается древняя терраса, постепенно переходящая в склон [43].

В геологическом строении исследуемого района принимают участие известняки и доломиты нижнего и верхнего мела. Перекрыты они аллювиально-делювиальными отложениями.

Самые древние породы барремского яруса выходят на поверхность выше створа плотины. Ниже по течению они сменяются более молодыми породами аптского яруса и затем мергелями и глинами альб-сеномана. Известняки и доломиты баррема и апта по литологическим признакам и слоистости делятся на шесть пачек — четыре в барреме и две в апте. В свою очередь пачки подразделяются на подпачки. Мощность пачек изменяется от 40—60 до 180—200 м, подпачек — от 10 до 30 м.

В верхней части (непосредственно под четвертичными отложениями) коренные породы выветрелые. Мощность зоны выветривания в среднем 10—20 м. Породы разбиты тектоническими трещинами преимущественно меридионального и широтного направлений. В большинстве случаев трещины заполнены кальцитом или вторичной карбонатной глиной.

В русловой части реки скальные породы перекрыты аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями, мощность которых достигает 40 м. На склонах развиты делювиальные образования, представленные суглинком со щебнем коренных пород. Мощность делювия на крутых склонах варьирует от нуля до нескольких метров. На террасе левого борта она достигает 25—30 м. Участок плотины располагается на двух крупных структурных блоках, разделенных правобережным взбросо-сдвигом. Скальные породы разбиты системами трещин различных порядков.

Прежде чем перейти к характеристике упругих свойств пород, следует сказать, что методика проведения сейсмоакустических работ в условиях долины горной реки имеет специфические особенности.

Для изучения упругих и деформационных свойств пород выполняли наблюдения на профилях, исследования в штольнях, сейсмическое просвечивание и ультразвуковые работы в шпурах из штолен, в скважинах и на керне [67, 78].

Для исследуемого района характерна сильная изменчивость состава и свойств верхней, покрывающей коренные породы толщи четвертичных отложений, а также большая неоднородность изучаемой среды. Сейсмические границы, как правило, сильно изрезаны и искривлены. Работы проводили методом КМПВ. Профили, с учетом изложенных выше факторов, располагали по возможности вдоль склонов.

В штольнях наблюдения выполняли с расстоянием между приборами 1 м по четырехточечной системе. Приборы крепили на полу или на стенках штолен вязкой глиной или алебастром. Возбуждение колебаний осуществляли ударным способом и взрывами.

Просвечивание массивов выполняли между штольнями и между штольнями и дневной поверхностью. Для определения упругих свойств пород, подстилающих русло р. Ингури, были изучены профили по методике передвижных пунктов взрыва.

В результате комплексной обработки данных исследований выявились определенные закономерности в изменении упругих характеристик пород. Скорость упругих волн и динамический модуль упругости на правом берегу меньше, чем на левом, что обусловлено общей повышенной трещиноватостью пород на правом склоне. Отмечается также различие в скоростях распространения упругих волн, связанное с литологической сменой пород (от пачки к пачке). Разброс же величин упругих пара-

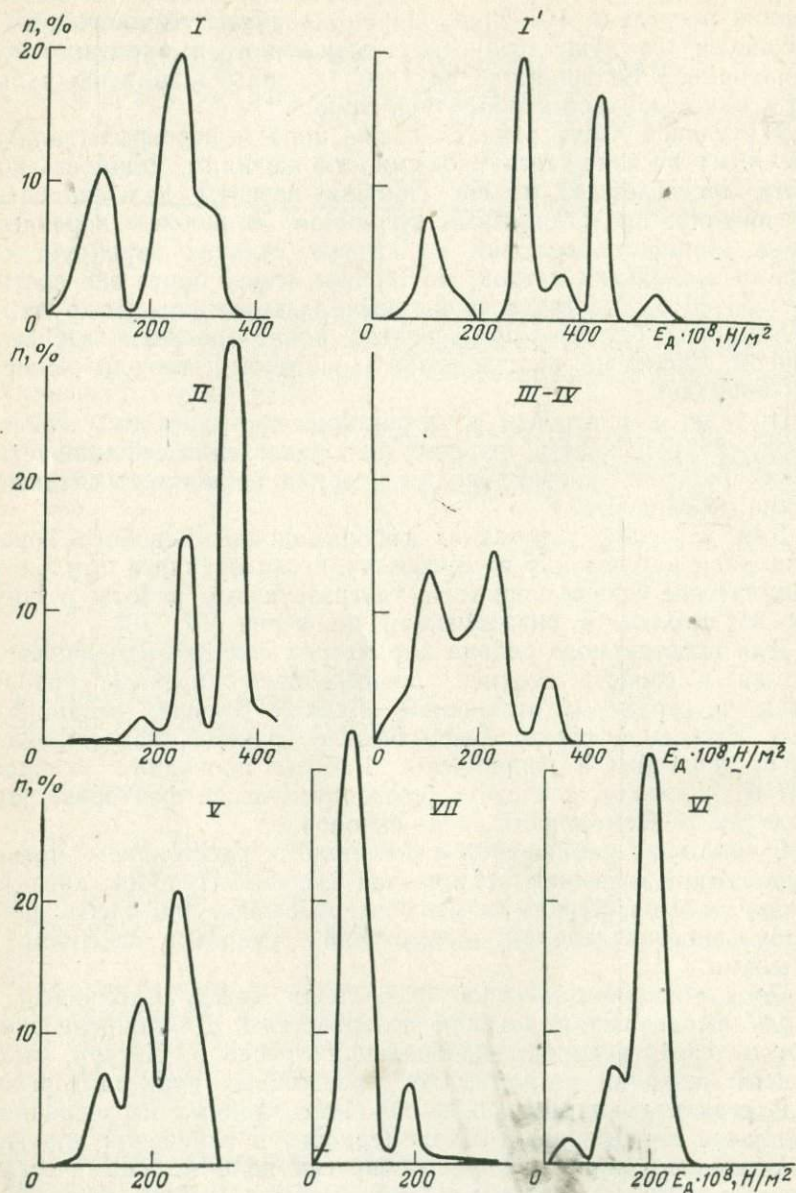


Рис. 21. Графики распределения динамического модуля упругости E_d для пород различных зон района створа Ингурской ГЭС. I-VII — номера прочностных зон (I-I' — правый и левый берега Ингури)

метров в пределах каждой пачки объясняется как различной трещиноватостью пород, так и анизотропией скоростей, поскольку в процессе работ угол между направлением профилей и простираем пород изменялся в широких пределах. В зонах тектонических нарушений, так же как в выветрелых породах, наблюдается значительное уменьшение и скоростей упругих волн, и динамических модулей упругости. Указанные пачки пород по сохранности подразделяются на семь прочностных зон, существенно различающихся по свойствам. Характеристика упругих свойств пород в этих зонах приведена на графиках распределения E_d (рис. 21) [65, 67, 78].

Токтогульская ГЭС

Токтогульская гравитационная бетонная плотина высотой 205 м строится на р. Нарын. Длина плотины по гребню 250 м. При этом создается подпор около 200 м с объемом водохранилища 19 млрд. м³ [45, 55 и др.].

Ущелье р. Нарын на участке расположения Токтогульской ГЭС сложено достаточно однородными метаморфизованными известняками нижнего карбона. В известняках встречаются включения неправильной формы древней брекчии, состоящей из обломков известняка, сцементированных кальцитовым цементом.

Известняки слоистые (мощность слоев 1,5—2,0 м), трещиноватые (наблюдается несколько систем тектонических трещин). В зависимости от протяженности и ширины выделяются трещины различных порядков. Для крупных трещин зоны дробления составляют в среднем 5 м. По отдельным трещинам массив разбит на структурные блоки размером в среднем 55×55×60 м. Эти блоки трещинами следующих порядков разбиты на более мелкие блоки размером 2,5×2,5×3 м, которые, в свою очередь, разбиты волосными трещинами.

Зона интенсивного выветривания в известняках невелика, и ее мощность не превышает 1—2 м. В массиве выделяется зона известняков, разуплотненных действием бокового и донного отпора, гравитации и выветривания. В ней широко развиты трещины бортового отпора. Мощность зоны разуплотненных пород неодинакова: у уреза воды она составляет 15—25 м, у гребня плотины 50—55 м, а выше по склону достигает 100 м и более. Мощность зоны донного отпора 15—20 м, а на левом берегу ниже плотины она составляет 80—100 м, что, очевидно, объясняется поворотом реки. Поскольку при строительстве плотины зона разуплотненных пород не снималась, одним из актуальных вопросов являлось определение упругих и деформационных характеристик пород в зоне разуплотнения и в сохранных породах за пределами зоны разуплотнения [45].

При решении указанных задач широко применялись сейсмоакустические исследования: сейсмическое профилирование в

штольнях и тоннелях, ультразвуковой каротаж в скважинах и шпурах, сейсмическое просвечивание массива между выработками и из р. Нарын, ультразвуковое просвечивание между шпурами [55].

Наличие в породах основания различных систем трещин и резко выраженной блочной структуры позволило предполагать существование зависимости упругих и деформационных характеристик (скоростей, модулей упругости и модулей деформации) от объема породы, для которой данная характеристика получена.

С целью получения упругих характеристик для разных объемов породы сейсмоакустическое исследование проводилось на различных базах и в разных диапазонах частот.

Комплексная обработка и анализ полученных материалов позволили определить упругие характеристики пород в основании плотины. В частности, скорость продольных волн v_p в разуплотненных породах на правом берегу изменяется от 2800 до 5900 м/с, а поперечных v_s — от 1500 до 2500 м/с. На левом берегу в разуплотненных породах скорости продольных волн характеризуются более высокими значениями и изменяются от 3000 до 6000 м/с, а скорости поперечных волн изменяются от 1600 до 3300 м/с.

В неизмененных породах скорость распространения волн на обоих берегах примерно одинакова: в среднем скорость продольных волн v_p — 4000 м/с, скорость поперечных волн v_s — 2000 м/с. Динамический модуль упругости в неизмененных породах E_d составляет $300 \cdot 10^8$ Н/м² [48].

Гидроузел Кырджали

Арочная плотина Кырджали высотой 104 м построена в Народной Республике Болгарии на р. Арда [82].

Породы участка гидроузла, относимые к нижней серии Родопского кристаллического массива, представлены кристаллическими сланцами верхней пестрой свиты, которые делятся на две подсвиты.

На низких участках долины и у плотины развиты породы карбонатно-слюдисто-сланцевой подсвиты, представленные биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами и гнейсовидными породами с прослойками кальцифиров и кварцитов. Выделены две разновидности: тальк-хлорит-серпентиновые сланцы и тальк-хлорит-карбонатные сланцы.

Высокие участки склонов сложены породами амфиболит-карбонатной сланцевой подсвиты, представленной монотонным и многократным чередованием эпидотовых, амфиболовых и биотитовых сланцев, имеющих типичное крупнослоистое массивное строение.

Структура и текстура обеих подвит настолько сходны, что их трудно различить.

На контакте двух подвит встречаются тальк-хлоритовые сланцы, характеризующиеся значительно меньшими прочностными показателями. Эти породы занимают в разрезе незначительное место, залегая в виде отдельных линз и прослоев.

Современную структуру участка обуславливают в основном многочисленные тектонические нарушения. При этом в районе плотины отмечены лишь не крупные нарушения, которые, как правило, не прослеживаются на большие расстояния, часто пересекаются и упираются друг в друга. Геометрические элементы зон непостоянны.

В результате тектонических и экзогенных процессов сравнительно однородный по физико-химическим свойствам первоначальный массив пород изменен и осложнен настолько, что для определения его несущей способности необходимы были массовые и детальные исследования упругих и прочностных свойств слагающих его пород.

Изучение физико-механических и, в частности, упругих свойств пород проводилось на всех стадиях изысканий. Выполнялись сейсмическое профилирование на поверхности и в штольнях, сейсмическое просвечивание и ультразвуковые исследования. При этом скоростные характеристики пород, получаемые различными видами сейсмических исследований, хорошо совпадали и существенно отличались от данных ультразвуковых исследований. Это вполне естественно, так как данные ультразвуковых исследований характеризуют существенно отличающиеся от сейсмических объемы пород, и здесь проявляются масштабные эффекты. Сейсмические же исследования позволяют характеризовать значительно большие по сравнению с ультразвуковыми объемы породы с учетом трещиноватости последних, а также дают средние значения скоростей для массива. При этом модуль упругости E_d вычисляли по номограмме Никитина (см. рис. 4), модуль деформации E_0 — по корреля-

Таблица 3

Упругие и деформационные свойства пород гидроузла Кырджали

Породы	v_p , м/с	μ	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_y \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_0 \cdot 10^8$, Н/м ²
Монолитные, нетрещиноватые	6050	0,33	640	580	200
Слаботрещиноватые	4900—5300	0,32	460—530	400—470	150—200
Среднетрещиноватые	4200—4500	0,315	335—390	275—330	75—100
Средне- и сильно-трещиноватые	3850—4200	0,31	285—335	225—275	50—75

ционными зависимостям, установленным способами прямой и косвенной корреляции [78].

Об относительном изменении упругих и деформационных свойств пород в зависимости от степени их трещиноватости можно судить по данным, приведенным в табл. 3.

В среднем массив трещиноватых пород ниже зоны выветривания характеризуется скоростью продольных волн 4200 м/с. Средняя скорость в сохранных породах составляет 5680 м/с.

Следует отметить, что породы исследуемого участка обладают большой дисперсией скоростей, что свидетельствует об их большой неоднородности [68].

Усть-Илимская ГЭС

Долина р. Ангары в районе створа асимметрична — левый берег крутой, обрывистый высотой 100—150 м, правый — относительно пологий, террасированный.

В районе развиты изверженные и осадочные породы нижнего, среднего карбона и нижнего триаса. Наиболее распространены на участке створа изверженные породы, представленные диабазами, входящими в формацию сибирских траппов и относящиеся к нижнему триасу. Траппы залегают среди осадочных пород в виде пластовых интрузий и крупных батолитов.

Осадочные породы представлены песчаниками, аргиллитами и алевролитами тушамской и катской свит нижнего и среднего карбона. В небольшом объеме встречаются туфы.

Диабазы в районе створа подразделяются на три типа: крупнокристаллические с гранофировой структурой, мелко- и среднекристаллические с офитовой и пойкилоофитовой структурой и троктолитовые диабазы с мелкокристаллической офитовой структурой.

Хотя разновидности диабазов часто перемежаются, в целом в массиве траппов наблюдается следующая закономерность: нижнюю часть слагают троктолитовые диабазы, среднюю — офитовые и пойкилоофитовые диабазы; верхняя же часть представлена гранофировыми диабазами, перемежающимися часто в зоне верхнего эндоконтакта с диабаз-пегматитами и долеритами. В ряде случаев над гранофировыми располагаются диабазы с офитовой структурой. Толщина траппов существенно неоднородна.

Осадочные породы делятся на две формации, близкие по литологии, но различающиеся по времени их образования: тушамские и катские песчаники, аргиллиты, алевролиты. Осадочные породы тушамской свиты подстилают интрузию на участке русла и правого берега и залегают под четвертичными отложениями на участке земляной плотины на левом берегу. Песчано-алевролитовая толща катских пород встречается на всех участках над диабазами, где она выполняет углубления в

траппах или остается в виде отдельных «пятен». Мощность этих отложений изменяется от долей метра до 25—30 м.

Внедрение траппового силла обусловило проявление контактных процессов в окружающих осадочных породах и траппах. В осадочных породах наблюдаются вблизи траппов литологические изменения и повышенная трещиноватость. В диабазовых контактах образуются скрытокристаллические очень плотные долериты или диабаз-пегматиты.

В пределах створа в русле и на правом берегу мощность интрузии изменяется от 40 до 150 м, причем вблизи правого берега наблюдается наименьшая мощность диабазов и на этом участке диабазы характеризуются пониженной сохранностью. На левом берегу мощность интрузии 200 м и более. Плотность диабазов изменяется от 2,85 до 2,97 г/м³, пористость — от 0,4 до 5% при среднем значении 2,7%. Предел прочности на сжатие для выветрелых диабазов составляет $(300—400) \cdot 10^5$ Н/м², для слабовыветрелых — $(900—1800) \cdot 10^5$ Н/м², для сохранных диабазов — $(1800—2000) \cdot 10^5$ Н/м². Для осадочных пород средняя плотность во влажном состоянии составляет примерно 2,2 г/м², пористость — 25%, прочность на сжатие — $100 \cdot 10^5$ Н/м².

Зона выветривания в диабазовых по своему характеру очень неоднородна и подразделяется на три подзоны: А, Б и В. Диабазы подзоны А характеризуются сильной трещиноватостью; породы здесь разрушены до состояния обломков и дресвы, по трещинам наблюдается ожелезнение; заполнены они обычно суглинистым материалом; иногда открытые. Подзона А выделяется только на берегах; в русле она отсутствует. Диабазы подзоны Б характеризуются меньшей по сравнению с подзоной А трещиноватостью. Вдоль трещин наблюдается сильное ожелезнение; мощность ожелезненных участков 0,5—5 см. Трещины в основном открытые; породы разбиты на куски размером менее 20 см. Диабазы подзоны В имеют несколько повышенную трещиноватость по сравнению с сохранными породами. Трещины сомкнутые, выполнены хлоритом и кальцитом. Мощность подзоны Б в русле в среднем у левого берега 2,5 м (максимальная до 5 м), у правого — 6 м (максимальная до 11 м). Мощность подзоны В в левой части русла — 6 м, в правой — 15 м.

Сохранные диабазы имеют характерную столбчатую отдельность, образованную двумя системами крутопадающих субвертикальных трещин и системой субгоризонтальных трещин.

В районе створа плотины выполнен большой объем сейсмоакустических работ как на дневной поверхности, так и в скважинах. В комплекс сейсмоакустических исследований входило сейсмопрофилирование с различной детальностью наблюдений, сейсмический и ультразвуковой каротаж скважин, просвечивание между скважинами, ультразвуковые измерения в шпурах на участках статических опытов и изучение образцов.

Таблица 4

Упругие свойства диабазов и осадочных пород Усть-Илимской ГЭС

Породы; степень их сохранности	Сейсмические исследования		Ультразвуковые исследования		Участок исследований
	ν_p , м/с	$E_D \cdot 10^8$, Н/м ²	ν_p , м/с	$E_D \cdot 10^8$, Н/м ²	
Диабазы					
Сохранные, слаботре- щиноватые	6100	725	6500	1000	Правый берег
	6120	775	6100	975	Левый берег
	6100	725	6150	975	Русло
Выветрелые, частич- но разрушенные	5000	300	5500	650	Русло, левый берег
	1500	32	—	—	Правый берег
Сильно выветрелые, раздробленные					
Песчаники, алевролиты					
Сохранные	2800	160	3100	190	Русло, правый берег
Выветрелые, трещи- новатые	1400	30	1900	80	Левый берег
Сильно выветрелые, раздробленные	800	10	1250	20	То же

Примечание. Приведены модальные и средние значения параметров.

В результате исследований получены характеристики упругих свойств траппов и осадочных пород в различных диапазонах частот упругих колебаний, что позволило получить сведения о степени неоднородности, анизотропности, трещиноватости и деформационных показателях пород в основании плотины (табл. 4).

Курпсайская ГЭС

Курпсайская ГЭС расположена ниже по течению р. Нарын от створа Токтогульской ГЭС. Плотина Курпсайской ГЭС проектируется высотой ~ 112 м, при напоре около 100 м [82].

Долина р. Нарын на участке створа имеет корытообразную симметричную форму с углами склонов $35\text{--}45^\circ$ и при превышении бортов над урезом воды 180—380 м.

На участке развиты отложения бекечальской свиты касимовского яруса верхнего карбона и четвертичные отложения.

Отложения бекечальской свиты представлены переслаивающейся монотонной песчано-аргиллитовой толщей. Соотношение песчаников и аргиллитов по мощности изменяется от 20:1 до 1:5.

В зависимости от соотношения песчаников и аргиллитов, а также от слоистости, в описываемой толще выделяются следующие разновидности пород: 1) грубослоистые песчаники с тонкими прослоями аргиллитов; 2) среднеслоистые песчаники

с прослоями аргиллитов мощностью 1—5 см (содержание аргиллитов до 10%); 3) среднеслоистые песчаники с прослоями аргиллитов (содержание аргиллитов 10—40%); 4) тонкопереслаивающиеся песчаники и аргиллиты (содержание аргиллитов 40—60%); 5) тонкослоистые аргиллиты с прослоями песчаников мощностью 1—10 см (содержание песчаников 20—40%).

На исследованном участке створов породы имеют в общем моноклинальное залегание, осложненное мелкими складками, флексуобразными перегибами и гофрировкой слоев. Породы трещиноватые. Трещины имеют ширину 5—100 мм, заполнены милонитизированной породой и глиной трения; часто наблюдаются прожилки кальцита вдоль трещин.

Коэффициент трещинной пустотности (КТП) для толщи песчаников и аргиллитов изменяется в очень широких пределах — от 2,5 до 0,1%.

В зависимости от литологического состава и трещиноватости горные породы подразделяются на следующие группы (табл. 5).

Таблица 5

Характеристика сохранности пород створа Курпсайской ГЭС

Группа пород по сохранности	Литологическая характеристика	КТП, %
0	Перемятые породы в зоне сместителя, представленные тектонической брекчией с глиной трения и милонитом	>5
I	Тонкое переслаивание песчаников и аргиллитов (в зоне выветривания и в зоне влияния тектонических трещин)	3,5
II	Тонкое переслаивание песчаников и аргиллитов; среднеслоистые песчаники с прослоями аргиллитов; средне- и грубослоистые песчаники с прослоями аргиллитов	0,8
III	Тонкое переслаивание песчаников и аргиллитов; средне- и грубослоистые песчаники с прослоями аргиллитов	0,4
IV	Средне- и грубослоистые песчаники с тонкими прослоями аргиллитов	0,25

Для изучения свойств и состояния пород, слагающих массив, проводились сейсморазведочные исследования в двух модификациях: сейсмопрофилирование по штольням и рассечкам и сейсмическое просвечивание между штольнями, а также ультразвуковые исследования в шпурах¹.

По данным сейсмопрофилирования определялись упругие свойства пород, их изменения в плане и в разрезе. Сейсмиче-

¹ Работы выполнены геофизиками Среднеазиатского отделения Гидропроекта Е. К. Буровым, Б. В. Гельманом и В. И. Перепеленко.

ское просвечивание позволило получить осредненные характеристики массива в различных направлениях на больших базах в несколько десятков метров. По ультразвуковым наблюдениям в шпурах были оценены (на малых базах) упругие свойства пород и выявлены их изменения с удалением в глубь массива.

Данные сейсмопрофилирования и сейсмического просвечивания статистически обрабатывались. Обработку выполняли с учетом расположения сейсмопрофилей относительно напластования пород. Учитывалась также база исследований.

Скорости распространения продольных волн v_p , вычисленные для каждой из четырех групп пород, представлены в табл. 6. Разделение на группы пород по сохранности носит в

Таблица 6

Упругие свойства пород Курпсайской ГЭС

Группа пород по сохранности	Число определений	v_p , км/с	Пределы изменения v_p , км/с
I	34	1,85	1,6—2,10
II	311	2,35	2,10—2,75
III	1250	3,15	2,75—3,50
IV	86	3,85	3,50—4,2

какой-то мере субъективный характер, и в каждую из групп вошли породы, обладающие промежуточными, переходными значениями трещиноватости, что, в свою очередь, наложило отпечаток на характер распределения v_p в каждой из групп. Поэтому для характеристики групп пород для каждой из них были вычислены средневзвешенные значения v_p (см. табл. 6).

Район Зеленчукских ГЭС

Зеленчукские ГЭС расположены на р. Большой Зеленчук.

Исследования проводились на четырех конкурирующих створах: Нижнебогословском, Верхнебогословском, Нижнеархызском и Среднеархызском. Долина р. Большой Зеленчук на участках исследований узкая, с крутыми (35—40°) склонами. Ширина долины 200—250 м, и лишь на отдельных участках она достигает 300—600 м.

Борта и дно долины сложены породами девона, карбона, перми и юры, выходы которых последовательно прослеживаются сверху вниз по течению реки. Самые древние породы, встречающиеся на участке Среднеархызского створа, — метаморфические сланцы девона. Выше залегают рассланцованные конгломераты, которые выходят на поверхность в районе Нижнеархызского створа.

Породы верхнего девона представлены эффузивными филлитовидными сланцами и песчаниками. На девонских отложениях отдельными пятнами залегают известняки нижнего карбона, которые сменяются переслаивающимися конгломератами, песчаниками и алевролитами среднего и верхнего карбона. На этих породах залегают пермские отложения, представленные в нижней части алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкогалечных конгломератов, выше — конгломератами и песчаниками. Участок Верхнебогословского створа выражен пермскими отложениями. Песчаники, алевролиты и сланцы юры развиты на левом берегу реки на участке Нижнебогословского створа.

Все коренные породы сильно трещиноваты. Кроме того, на исследуемом участке отмечено несколько тектонических нарушений.

Сейсморазведочными работами, выполнявшимися в основном методом сейсмопрофилирования, изучены все коренные породы — от девонских метаморфических сланцев до пермских песчаников.

Упругие характеристики перечисленных пород даны в табл. 7.

Таблица 7

Упругие свойства пород на участке ГЭС в долине р. Большой Зеленчук

Породы	v_p , м/с			
	v_{min}	v_{max}	\bar{v}_p	v_{mod}
Аргиллиты, алевролиты	2400	2800	2600	—
Песчаники	4300	4800	4500	—
Песчаники, конгломераты, гравелиты	3200	4800	3400	3500—4100
Аргиллиты	2800	3200	3100	—
Песчаники, алевролиты	3200	5000	4100	3400—4700
Кварцевые конгломераты, песчаники с прослоями сланцев и аргиллитов	3000	3300	—	—
Алевролиты, глинистые сланцы, угли	2800	—	—	—
Известняки, филлитовидные сланцы	3400	—	—	—
Эффузивы, сланцы, филлиты	3700	4500	—	—
Эффузивы, филлитовидные сланцы, рассланцованные конгломераты	2800	5200	4100	3500—4400

Таблица дает представление о скоростях распространения продольных волн в слаботрещиноватых коренных породах. Сильнотрещиноватые породы характеризуются скоростями распространения упругих волн $v_p = 1300 \div 2300$ м/с в зависимости от их литологического состава. Пачки пород с преобладанием алевролитов и аргиллитов характеризуются меньшими (близкими к 1300 м/с), с преобладанием песчаников и эффузивов — большими скоростями v_p .

В среднем скорость v_p в слаботрещиноватых породах в 1,7 раза больше скорости в сильнотрещиноватых породах¹ при одинаковом литологическом составе.

Глава 2

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СТАТИЧЕСКИМИ И ДИНАМИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД, СЛАГАЮЩИХ УЧАСТКИ НЕКОТОРЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Рассмотрим примеры применения различных способов нахождения корреляционных связей между статическими и динамическими показателями деформируемости пород на участках некоторых гидротехнических объектов.

Для количественной характеристики искомых зависимостей и оценки степени их достоверности на этих объектах выполнена работа по определению типа корреляционного уравнения, при котором наблюдается наибольшая теснота связей между сравниваемыми параметрами. Последнее производилось на основании оценки следующих четырех типов зависимостей:

$$E_0 = a_1 E_d + b_1;$$

$$E_0 = a_2 \lg E_d + b_2;$$

$$\lg E_0 = a_3 E_d + b_3 \text{ или } E_0 = A_3 10^{a_3 E_d}; \quad (81)$$

$$\lg E_0 = a_4 \lg E_d + b_4 \text{ или } E_0 = A_4 E_d^{a_4}.$$

За искомую принималась зависимость, характеризующаяся наибольшим коэффициентом корреляции и наименьшей погрешностью его определения.

Связи между величинами v_p , E_d , E_y и E_0 для карбонатных пород участка Ингурской ГЭС

Детальные исследования карбонатных пород рассматриваемого участка показали, что основными факторами, определяющими изменчивость деформационных свойств этих пород, является их микро- и макротрещиноватость, а также тип трещинного заполнителя. Для необводненных частей массива, расположенных вне зоны разгрузки, свойства материала, заполняющего трещины, в среднем меняются незначительно²; в

¹ Работы выполнены Л. Д. Лавровой и В. И. Коптевым.

² Скорость упругих волн в заполнителе трещин $v_3 \approx 480 \div 650$ м/с [75].

этом случае вариации деформационных параметров массива связаны главным образом со степенью и характером его трещиноватости [43, 78]. Корреляционные связи между статическими и динамическими параметрами выявлены на основании анализа результатов совместных статических и динамических (сейсмоакустических) исследований пород различной сохранности.

Статические исследования методом штампов [81] выполнены в специальных камерах поперечным сечением 9—10 м², пройденных из разведочных выработок на удалении 25—150 м от дневной поверхности¹. Для определения модулей использовали вертикальные и горизонтальные круглые гибкие и жесткие штампы площадью около 1 м², что обеспечивало оценку деформационных свойств пород в масштабе $W \approx 1$ м³. На каждом штампе проведено по четыре цикла нагружения, причем максимальные нагрузки (σ_{\max}) достигали $70 \div 80 \cdot 10^5$ Н/м². Нагрузки изменяли ступенями по $10 \div 20 \cdot 10^5$ Н/м² и выдерживали в течение нескольких минут до практически полного затухания деформаций. Общая схема нагружения отчетливо видна на рис. 1. Возникающие деформации замеряли у подошвы штампа по четырем—шести радиусам индикаторами часового типа с точностью до 0,01 мм [81]. Полученные при этом графики деформации имеют прямолинейную или слегка выпуклую форму (см. рис. 1), что свидетельствует о влиянии на результаты испытаний зоны пород, ослабленных в процессе проходки камер. Детальные исследования показали, что влияние этого слоя особенно существенно при первом цикле нагружения и ослабевает при последующих циклах [65, 81]. С учетом этого для характеристики деформируемости внутренних частей массива, т. е. пород вне зон влияния выработок, принимали модуль деформации по второму циклу E_{0II} .

Модули вычисляли по формуле (5), где величина $(1 - \mu^2)2A$ изменялась от 84,48 до 99,84. Значения ϵ_0 , ϵ_{0i} и ϵ_y определяли в соответствии со схемой рис. 2.

В процессе работ по изучению деформационных свойств на участке выполнено 58 штамповых опытов, которыми были охвачены породы различной степени деформируемости (со значением E_0 , меняющимся от 10 до $140 \cdot 10^5$ Н/м²).

Эти же породы были изучены и сейсмоакустическим методом² с использованием упругих волн сейсмического, акустического и ультразвукового диапазона частот [65, 76]. Наибольший объем исследований выполнен по методике сейсмического профилирования вдоль выработок, в результате которого опре-

¹ Исследования проведены в Гидропроекте под руководством К. Л. Тер-Микаэляна [81, 91].

² Исследования проведены в Гидропроекте под руководством А. И. Савича.

делены интегральные характеристики деформируемости массива объемом $n \cdot 10^2 \text{ м}^3$.

Под некоторыми штампами проведены ультразвуковые и акустические исследования по схеме, изображенной на рис. 18, а также выполнены исследования в одиночных шпурах. В этом случае оценивались свойства блоков породы объемом в $10^{-3}—10^2 \text{ м}^3$.

В процессе исследований, как правило, измеряли скорости упругих волн двух типов: продольных и поперечных (Р и S) или продольных и поверхностных (Р и R). По измеренным значениям v_P , v_S и v_R методами, изложенными выше, вычисляли μ и E_d . При расчете E_d плотность ρ принималась постоянной и равной $2,7 \text{ кг/см}^3$. Учитывая слабую квазианизотропность изучаемых пород, значения μ и E_d в большинстве случаев определяли по номограммам, изображенным на рис. 4, 5. Погрешности в определении модуля E_d при этом не превышали 10%.

Изучение динамических свойств пород на участках статических опытов — составная часть общего комплекса сейсмоакустических исследований на участке створа арочной плотины. Поэтому материалы детального опыта увязывались с общей характеристикой его структуры и свойств. Лишь после этого проводилось прямое сопоставление статических и динамических показателей деформируемости.

Метод косвенной корреляции. Наиболее представительные результаты по сопоставлению величин E_d , E_y и E_0 получены методом косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{иу}^* \rightarrow E_d$, который уже на начальных стадиях исследований дал возможность достаточно надежно определить общий вид искомых зависимостей. Окончательные результаты сопоставления по 58 штампам представлены на рис. 22 и 23. Количественный анализ полученных данных показал, что наилучшим образом они могут быть описаны выражениями, приведенными в табл. 8. Судя по данным этой таблицы, все рассматриваемые зависимости определены достаточно надежно.

Характерно, что использование метода косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{иу}^* \rightarrow E_d$ позволило получать надежные зависимости при существенно различном объеме сопоставимых данных. Например, на начальных этапах работы по 34 парам сопоставляемых значений E_{0II} и $E_{иу}^*$ получено следующее корреляционное уравнение: $\lg E_{0II} = 1,010 \lg E_{иу}^* - 0,4566$ ($R = 0,956$, $\eta = 0,017$).

Как следует из табл. 8, оно незначительно отличается от окончательного и в «рабочем» интервале значений E_{0II} различие в определении модуля деформации по этим двум уравнениям не превышает 5—8%. Подобные же выводы можно сделать и относительно зависимостей, установленных для мо-

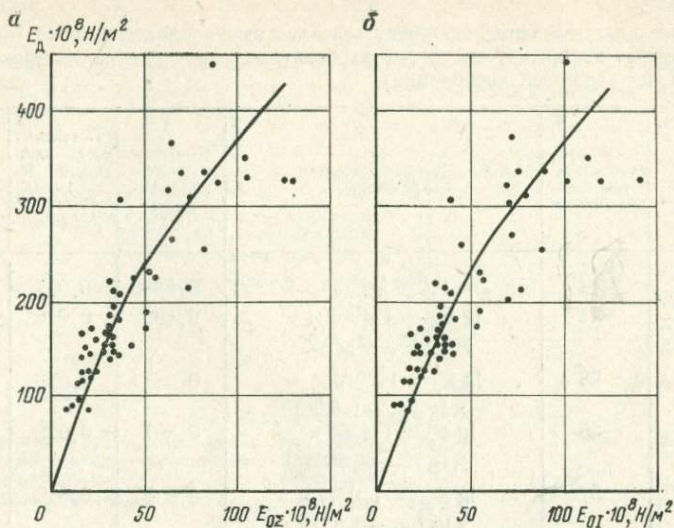


Рис. 22. Графики связи между модулями E_d , $E_{0\Sigma}$ (а) и E_d , $E_{0\Gamma}$ (б) для карбонатных пород Ингурской ГЭС, установленные методом косвенной корреляции $E_d \rightarrow E_{иу} \rightarrow E_0$.

Точками обозначены экспериментальные данные

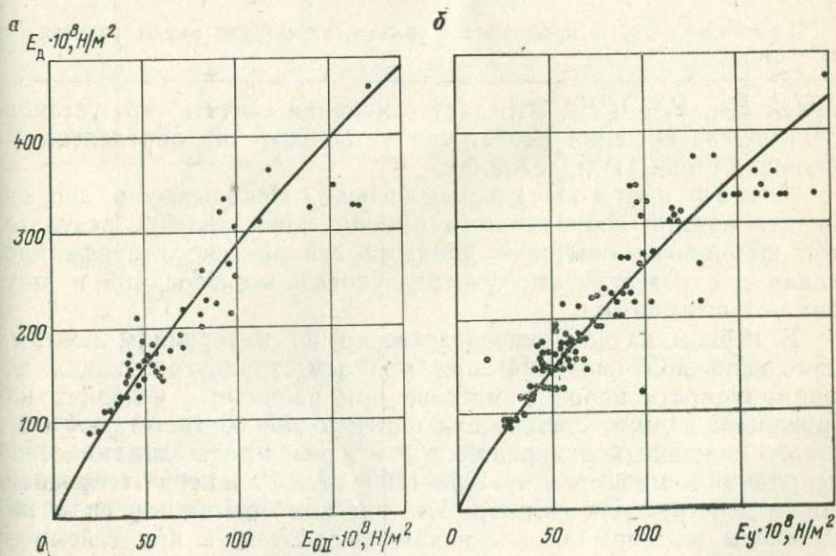


Рис. 23. Графики связи между модулями E_d , $E_{0\Pi}$ (а) и E_d , E_γ (б) для карбонатных пород Ингурской ГЭС, установленные методом косвенной корреляции $E_d \rightarrow E_{иу} \rightarrow E_0$.

Точками обозначены экспериментальные данные

Таблица 8

Корреляционные зависимости между статическими и динамическими показателями деформируемости для карбонатных пород района Ингурской ГЭС (результаты косвенной корреляции)

Сопоставляемые величины	Число сопоставляемых значений n	Корреляционное уравнение	Коэффициент корреляции R	Погрешность определения R $\eta = \frac{1+R^2}{\sqrt{n}}$	Теснота связи $Q=R-3\eta$
$E_{0\Sigma}, E_{ny}$	44	$\lg E_{0\Sigma} = 1,229 \lg E_{ny} - 1,7360$	0,8856	0,032	0,7896
$E_{0\Sigma}, E_d$	44	$\lg E_{0\Sigma} = 1,4902 \times$ $\times \lg E_d - 3,2965$	0,899	0,025	0,82
E_{0I}, E_{ny}	58	$\lg E_{0I} = 1,2074 \times$ $\times \lg E_{ny} - 1,6220$	0,8834	0,029	0,7964
E_{0I}, E_d	58	$\lg E_{0I} = 1,4306 \times$ $\times \lg E_d - 2,9663$	0,897	0,026	0,82
E_{0II}, E_{ny}	57	$\lg E_{0II} = 1,0377 \times$ $\times \lg E_{ny} - 0,5639$	0,9357	0,016	0,8877
E_{0II}, E_d	57	$\lg E_{0II} = 1,2543 \times$ $\times \lg E_d - 1,8437$	0,936	0,016	0,89
E_y, E_{ny}	58	$\lg E_y = 1,0245 \times$ $\times \lg E_{ny} - 0,4526$	0,9338	0,017	0,8834
E_y, E_d	58	$\lg E_y = 1,2240 \times$ $\times \lg E_d - 1,6169$	0,952	0,009	0,92

Примечание. В приведенных уравнениях модули имеют размерность 10^5 Н/м^2 .

дулей E_{0I} , $E_{0\Sigma}$ и E_y . Это дает основание считать, что установленные соотношения достаточно устойчивы и определены с большой степенью надежности.

Метод прямой корреляции. Использовано два варианта прямой корреляции, а именно, сопоставление результатов штамповых опытов с данными сейсмического профилирования и с результатами ультразвуковых исследований в шпурах под штампами.

В первом случае непосредственно по материалам полевых измерений получены значения модулей, характеризующих деформируемость пород в массиве при различных условиях нагружения: данные статических определений соответствуют масштабу единичных измерений в 1 м^3 , результаты динамических испытаний — масштабу в $100-1000 \text{ м}^3$. Различна и ориентировка действующих сил: при статических опытах эти силы направлены на нормали к стенкам выработок, а при сейсмических исследованиях — вдоль оси выработок. Специальными исследованиями было установлено, что на участках штамповых опытов квазианизотропия скоростей сейсмических волн проявляется очень незначительно, в то время как влияние

масштабного фактора преобладает [73, 123]. Для сравнения с данными статических измерений результаты сейсмических исследований были приведены к масштабу $W=1 \text{ м}^3$, соответствующему акустическим частотам, что выполнялось на основании сводного графика связи $E_{\text{ДАК}}$ с $E_{\text{Д СЕЙСМ}}$ (рис. 24), постро-

Рис. 24. Зависимость между модулями $E_{\text{Д}}$, определенными в масштабе сейсмических наблюдений ($E_{\text{Д СЕЙСМ}}$, $W \approx 10^{-2} - 10^3 \text{ м}^3$) и статических (акустических) [$E_{\text{ДАК}}$, $W \approx 1 \text{ м}^3$], опытов для пород Ингурской (1) и Токтогульской (2) ГЭС.

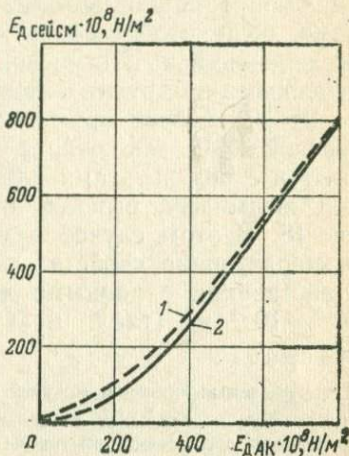
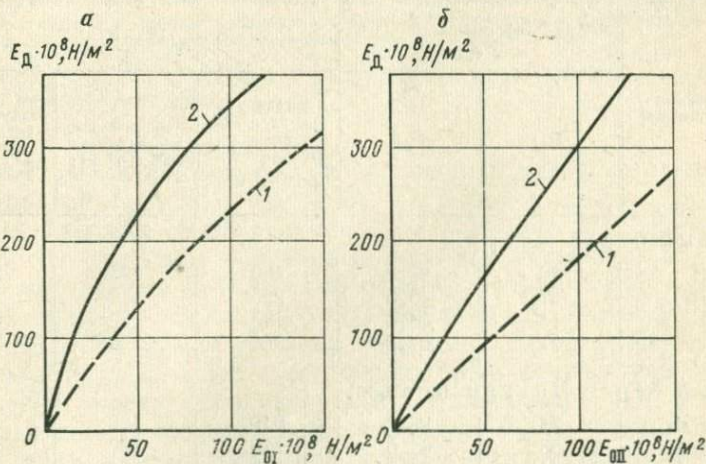


Рис. 25. Графики связи между модулями $E_{\text{Д}}$, $E_{\text{ОI}}$ (а) и $E_{\text{Д}}$, $E_{\text{ОII}}$ (б) для карбонатных пород Ингурской ГЭС, установленные при прямом сопоставлении данных сейсмического профилирования в выработках ($E_{\text{Д}} = E_{\text{Д СЕЙСМ}}$) и результатов штамповых опытов ($E_{\text{ОI}}$, $K_{\text{ОII}}$).

1 — без поправок за различную масштабность исследований; 2 — с приведением к одному масштабу измерений



енного по масштабным кривым для значений $E_{\text{Д}}$, соответствующих различным частям исследуемого массива. Исправленные при помощи этого графика за влияние масштабного эффекта корреляционные кривые $E_{\text{ОI}} = f_1(E_{\text{Д}})$ и $E_{\text{ОII}} = f_2(E_{\text{Д}})$ приведены на рис. 25.

Нетрудно заметить, что эти графики существенно отличаются от исходных корреляционных кривых, построенных без учета различной масштабности. Например, в диапазоне значений $E_{\text{Д}}$, изменяющихся от нуля до $200 \cdot 10^2 \text{ Н/м}^2$, модули $E_{\text{О}}$,

вычисленные по «равномасштабному» графику связи, приблизительно вдвое меньше соответствующих значений модуля, установленных на основании прямого сопоставления данных штамповых опытов и результатов сейсмического профилирования (см. рис. 25). Чтобы выяснить, какие же зависимости верные, корреляционные кривые, построенные различными способами, были сопоставлены и проведено сравнение результатов исследований на Ингурской ГЭС с аналогичными данными, полученными на других объектах.

Второй способ прямой корреляции, использованный на Ингурской ГЭС, заключался в сопоставлении данных штамповых опытов с результатами ультразвуковых исследований в шпурах под штампами, выполненных по схеме, изображенной на рис. 18. В этом случае результаты статических испытаний, характеризующие свойства пород в масштабе измерений $1,0 \text{ м}^3$, сопоставляли с данными динамических измерений в масштабе 10^{-3} — 10^{-2} м^3 (табл. 9). Остальные требования корректности

Таблица 9

Сопоставляемые значения модулей E_{0I} , E_{0II} и E_d , полученные при статических и детальных сейсмоакустических исследованиях на участках проведения штамповых опытов на Ингурской ГЭС

Участок исследований	Модуль деформации $E_0 \cdot 10^8$, Н/м ²		$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²		
	E_{0I}	E_{0II}	Ультразвуковые исследования ($W=10^{-3}$ ÷ 10^{-2} м^3)	Сейсмические исследования ($W=10^3 \text{ м}^3$)	Модуль, приведенный к масштабу $W=1,0 \text{ м}^3$
Правый берег Ингури					
Зона II	78	97,6	400	175	290
Зона III	27	45,0	225	110	165
Зона III а	18	38,0	130	90	110
Зона IV	77	97,0	380	220	300
Левый берег Ингури (штольня)					
Штамп 1	73	95,0	510	120	310
Штамп 2	53	63,0	330	130	230
Штамп 3	41	54,0	260	50	150
Штамп 4	24	35,0	200	35	115
Штамп 5	88	95,0	490	105	300

сопоставления выполнялись полностью. Для введения коррекции за различную масштабность исследований данные ультразвуковых измерений на каждом штампе сопоставляли с результатами сейсмических или акустических наблюдений на этом же участке. Поправку определяли графическим способом согласно схеме рис. 26.

Полученные при этом исходные данные представлены в табл. 9, а соответствующие им корреляционные графики — на рис. 26.

Проанализируем результаты определения корреляционных зависимостей различными способами. Учитывая однотипный

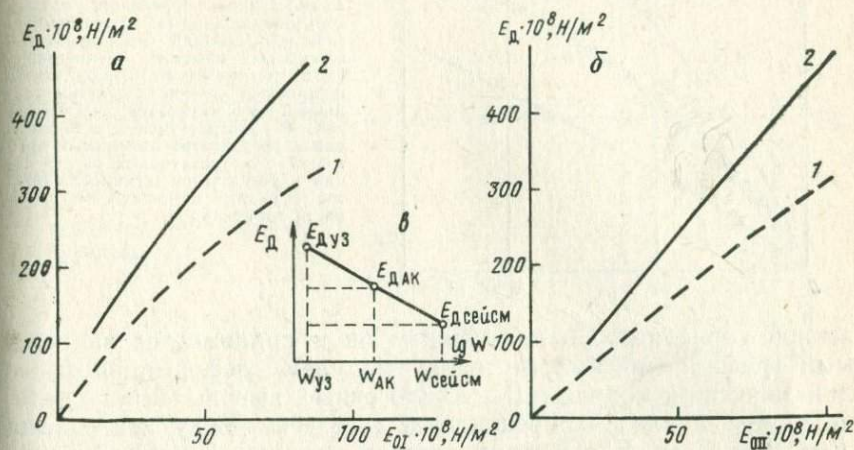


Рис. 26. Графики связи между модулями E_d , E_{0I} и E_{0II} , установленные по результатам штамповых опытов и данных сейсмоакустических (сейсмических и ультразвуковых) наблюдений на участках проведения штамповых опытов.

а — $E_{0I} = f(E_d)$; б — $E_{0II} = f(E_d)$; в — схема определения модуля E_d в масштабе $W_{АК} \approx 1$ м; 1 — без поправок за различную масштабность исследований; 2 — с приведением к одному масштабу измерений

характер различия кривых, установленных разными методами для модулей $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_y , рассмотрим лишь корреляционные графики связи величин E_d и E_{0I} (рис. 27). Нетрудно видеть, что графики, полученные методом косвенной корреляции и различными методами прямой корреляции, при приведении их к одному масштабу исследований практически совпадают. В то же время графики прямого сопоставления E_{0I} с $E_{д уз}$ или $E_{д сейсм}$, дают существенно иные количественные соотношения между сравниваемыми величинами: по данным ультразвуковых исследований отношение E_d/E_{0I} больше, а по результатам сейсмических наблюдений — значительно меньше, чем по скорректированным за масштабный эффект зависимостям. Исходя из принципа, что для данного типа пород и заданных условий нагружения должно быть только одно уравнение связи между величинами E_d и E_0 (см. часть первую, гл. 5), следует считать графики 1, 3 и 5 на рис. 27 более близкими к истинным. Их различие, как показывает статистический анализ полученных данных, может быть вполне объяснено погрешностями построения корреляционных кривых. Поскольку наибольшей надежностью характеризуется график кос-

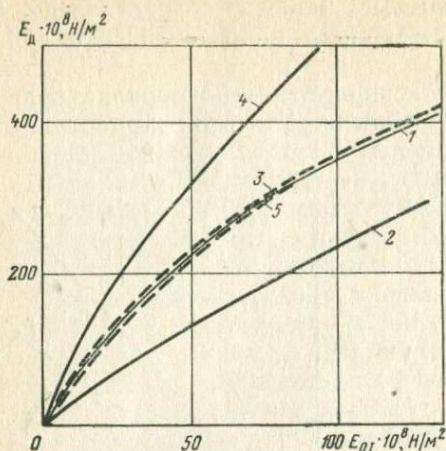


Рис. 27. Графики связи между модулями E_d и E_{0I} , полученные для пород Ингурской ГЭС различными способами.

1 — косвенная корреляция; прямая корреляция данных; 2 — сейсмических исследований и результатов штамповых опытов, 3 — сейсмических исследований и результатов штамповых опытов с учетом различной масштабности исследований, 4 — ультразвуковых исследований и результатов штамповых опытов, 5 — ультразвуковых исследований и результатов штамповых опытов с учетом различной масштабности измерений

венной корреляции, в дальнейшем он и принимается за искомый график зависимости между модулем деформации E_{0I} и динамическим модулем E_d . Аналогичные выводы были сделаны и при анализе корреляционных связей между величинами $E_{0\Sigma}$, E_{0II} , E_y и E_d . Поэтому здесь в качестве рабочих зависимостей также принимаются выражения, полученные методом косвенной корреляции (см. табл. 8, 14). Эти уравнения связи и соответствующие им корреляционные графики были рекомендованы и использовались для количественного определения деформационных свойств известняков на участке строительства Ингурской арочной плотины [74, 76].

Для удобства практического применения зависимости между модулями деформации и упругости целесообразно преобразовать в зависимости между модулями упругости (деформации) и скоростью продольных волн v_p . Последнее нетрудно сделать на основании экспериментально установленного уравнения, связывающего величины v_p и E_d для ингурских известняков (рис. 28):

$$\lg E_d = 1,88 \lg v_p + 4,40, \quad (82)$$

где v_p выражено в км/с, а E_d — в 10^5 Н/м².

Заменив, согласно равенству (82), значение E_d в формулах на величину v_p , получим следующие уравнения корреляционных связей:

$$\left. \begin{aligned} \lg E_{0I} &= 2,6895 \lg v_p + 3,3400; \\ \lg E_{0II} &= 2,3581 \lg v_p + 3,6800; \\ \lg E_{0\Sigma} &= 2,8016 \lg v_p + 3,2570; \\ \lg E_y &= 2,3011 \lg v_p + 3,7613, \end{aligned} \right\} \quad (83)$$

где v_p — в км/с, E_0 , E_y — в 10^5 Н/м².

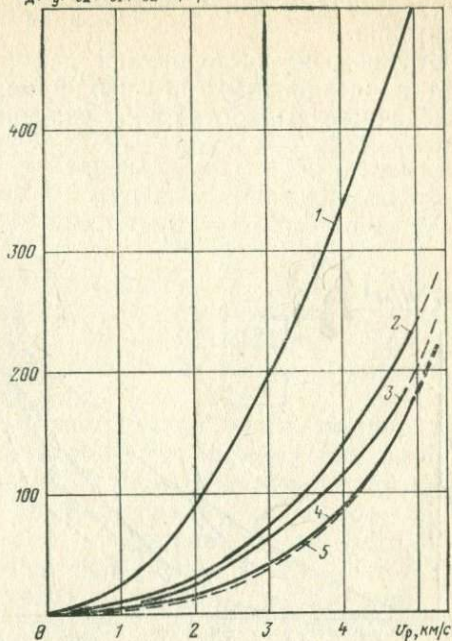
$$\dot{E}_d; \dot{E}_y; \dot{E}_{0I}; \dot{E}_{0\Sigma} \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$$


Рис. 28. Сводные графики связи между величинами v_p , E_d , E_y , E_{0I} , E_{0I} и $E_{0\Sigma}$ для карбонатных пород Ингурской ГЭС.

1 — $E_d = f(v_p)$; 2 — $E_y = f(v_p)$;
 3 — $E_{0I} = f(v_p)$; 4 — $E_{0I} = f(v_p)$;
 5 — $E_{0\Sigma} = f(v_p)$

Графики, соответствующие этим уравнениям, приведены на рис. 28. При изысканиях на Ингурской ГЭС они были использованы для массовых определений деформационных свойств в их естественном залегании по измеренным значениям скоростей продольных волн [74, 76].

Связи между статическими и динамическими показателями деформируемости известняков района Токтогульской ГЭС

Массив карбонатных пород в створе Токтогульской ГЭС системами тектонических нарушений и трещин разбит на структурные блоки различных порядков, отличающихся друг от друга как интенсивностью трещиноватости, так и степенью проявления различных экзогенных процессов. Указанные факторы практически полностью определяют характер изменения деформационных свойств в различных частях массива, обуславливая вариации как динамических, так и статических упругих параметров [55, 45].

Для оценки деформируемости пород в основании плотины в наиболее характерных с инженерно-геологической точки зре-

ния участках массива выполнены статические и динамические испытания.

Статические исследования деформационных свойств проведены в специальных опытных камерах сечением $3 \times 3 \text{ м}^2$ и в разведочных выработках на удалении 30—150 м от дневной

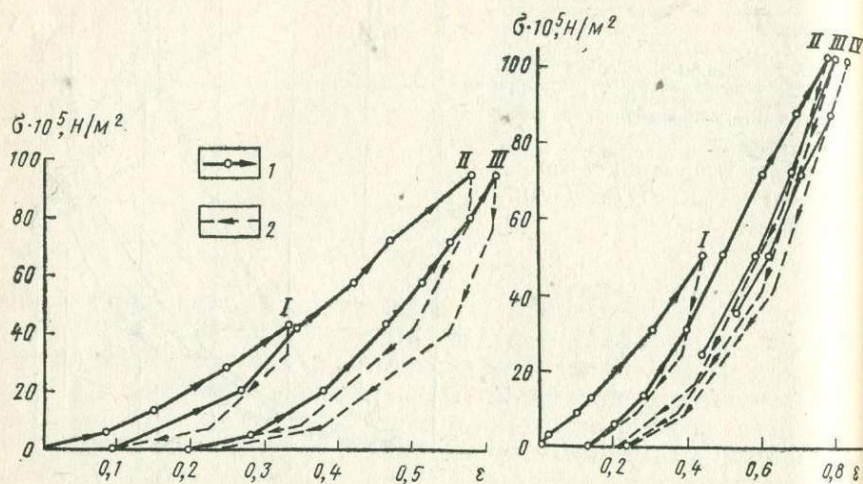


Рис. 29. Графики деформации $\varepsilon = f(\sigma)$ для карбонатных пород Токтогульской ГЭС. 1 — нагрузка; 2 — разгрузка; I—IV — циклы нагружения

поверхности преимущественно вне зоны приповерхностного выветривания и разгрузки. Применялись методы штампов и прессиометров¹.

В первом случае использовали круглые гибкие штампы диаметром 0,8 м и квадратные бетонные жесткие штампы площадью 1 м^2 , штампы загружали ступенями по $(7—15) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ до максимальных нагрузок $(72—95) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$.

Произведено три-четыре цикла нагружения, причем в первом цикле максимальная нагрузка была приблизительно вдвое меньше, чем при последующих циклах. Деформации замерялись у основания штампа индикаторами часового типа с точностью 0,01 мм. На основании этих данных были построены эпюры «просадок» и графики деформации $\varepsilon = f(\sigma)$, один из которых приведен на рис. 29.

¹ Опыты со штампами выполнены Всесоюзным научно-исследовательским институтом Гидротехники, институтом Гидропроект. Исследования с прессиометрами проведены Научно-исследовательским институтом оснований подземных сооружений.

Характеристики деформируемости среды определяли способами, аналогичными описанным выше, причем коэффициент Пуассона μ принимали постоянным и равным 0,3.

Вычисляли модуль суммарной деформации $E_{0\Sigma}$ за первые два цикла и модуль полной упругости E_y . В процессе исследований в 11 камерах было проведено около 65 штамповых опытов, которые позволили достаточно надежно оценить деформационные свойства основных структурных элементов массива.

Был выполнен также значительный объем (около 150) прессиометрических определений, которые проводились в трехметровых шпурах, пробуренных в стенках выработок. При этом длина участка породы, нагружаемого в процессе единичного испытания, не превышала 0,1 м.

Динамические упругие характеристики пород участка створа изучены в результате значительного объема сейсмических и ультразвуковых исследований¹. Сейсмические исследования по методике продольного профилирования и просвечивания проводились в разведочных и строительных выработках, а также в камерах на участках статических опытов. Ультразвуковые наблюдения выполнялись в шпурах, пробуренных на участках опытных штампов, и в шпурах, предназначенных для прессиометрических измерений [55].

Для нахождения графиков связи между статическими и динамическими параметрами были использованы методы прямой и косвенной корреляции.

При прямой корреляции сопоставляли динамический модуль упругости, вычисленный по данным сейсмических исследований в горных выработках (камерах), — $E_{д\text{ сейсм}}$, модуль суммарной деформации, установленный по штамповым опытам, — $E_{0\Sigma}$, а также динамический модуль упругости, полученный по результатам ультразвуковых исследований в шпурах, — $E_{д\text{ уз}}$ и модуль деформации по данным прессиометрических измерений в тех же шпурах — $E_{0\text{ шп}}$.

Метод прямой корреляции. Связь между величинами $E_{д\text{ сейсм}}$ и $E_{0\Sigma}$ установлена на основании совместных экспериментальных определений этих параметров в камерах². Сопоставляемые величины модулей выбирали как средние значения динамических и статических параметров для отдельных локальных участков камер, границы которых устанавливали в соответствии с результатами сейсмических, инженерно-геологических и геотехнических исследований. Как правило, свойства выделенных участков характеризовали по результатам одного — трех статических опытов и по средним значениям скоро-

¹ Работы выполнены геофизиками Среднеазиатского отделения Гидропроекта Е. К. Буровым, Б. В. Гельманом и В. И. Перепеленко [55].

² Выполнено 49 опытов.

стей упругих волн, определенных на базе в 8—15 м. Построенный по найденным значениям модулей график связи $E_{0\Sigma} = f(E_d)$ приведен на рис. 30. Результаты статистической обработки полученных данных представлены в табл. 10. Согласно этим данным, связь между модулями $E_{d \text{ сейсм}}$ и $E_{0\Sigma}$ довольно

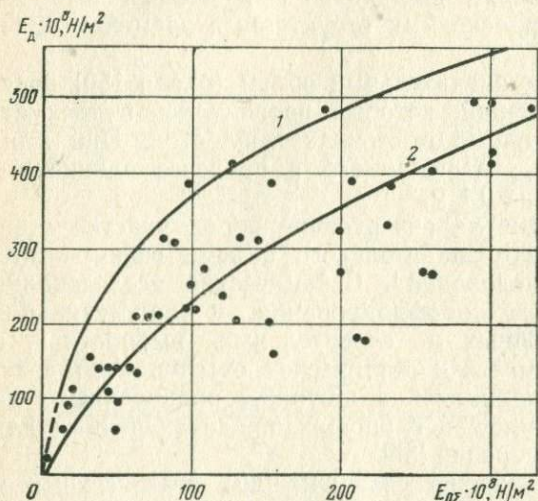


Рис. 30. Графики связи между модулями E_d и $E_{0\Sigma}$ по данным сейсмических ($E_d = E_{d \text{ сейсм}}$) измерений и штамповых опытов [55].

1 — исправленные за масштабный эффект; 2 — построенные без учета различной масштабности исследований. Точками обозначены единичные определения для графика 2.

слабая. Кроме того, найденная зависимость обладает двумя принципиальными недостатками, которые не позволяют рекомендовать ее для практического применения: а) различная масштабность сейсмических измерений; б) различная ориентировка «деформирующих» породу сил испытаний¹.

Для исключения влияния первого фактора полученные экспериментальные значения $E_{d \text{ сейсм}}$, характеризующие свойства пород объемом в $n \cdot 100 \text{ м}^3$, были приведены к эквивалентным значениям модуля $E_{d \text{ АК}}$, соответствующим масштабу измерений в $1,0 \text{ м}^3$. Для этой цели, так же как и на Ингурской ГЭС, использовали масштабные кривые, установленные для пород каждой камеры по результатам сейсмических и ультразвуковых исследований. Найденный при этом график связи величин $E_{d \text{ сейсм}}$ и $E_{d \text{ АК}}$, изображенный на рис. 24, позволяет экспериментальную зависимость $E_{0\Sigma} = f(E_{d \text{ сейсм}})$ привести к одному масштабу измерений (см. рис. 30). Однако и этот график еще не может быть рекомендован для использования, поскольку он искажен влиянием анизотропии. Согласно результатам сейсмических исследований, характер упругой квазианизотропии

¹ Данные сейсмических исследований получены на профилях, вытянутых вдоль оси выработок, результаты статических определений — при «распирании» стенок выработок, т. е. в перпендикулярном направлении.

Корреляционные зависимости между модулями E_0 , E_y , E_{ny} и E_d для пород участка Токтогульской ГЭС

Сопоставляемые величины	Число сопоставляемых значений n	Корреляционное уравнение	Коэффициент корреляции R	Погрешность определения η	Теснота связи Q	Способ корреляции
E_0, E_{ny}	57	$\lg E_{0\Sigma} = 1,1868 \lg E_{ny} - 1,4543$	0,9453	0,014	0,9033	Косвенная корреляция $E_{0\Sigma} \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$ (второй этап работ)
E_0, E_d	57	$\lg E_{0\Sigma} = 1,5128 \lg E_d - 3,3827$				
E_0, E_d сейсм	49	$\lg E_{0\Sigma} = 1,317 \lg E_d - 2,0373$	0,842	0,041	0,719	Прямая корреляция $E_{0\Sigma}$ и E_d сейсм Прямая корреляция с введением поправок за масштабность
E_0, E_d 1.0	49	$\lg E_{0\Sigma} = 2,250 \lg E_d - 7,530$				
E_0 (пр), E_d уз	123	$\lg E_{0\Sigma} = 1,780 \lg E_d - 4,928$	0,602	0,058	0,428	Прямая корреляция данных прессиометрии ($E_{0\Sigma}$ пр) и ультразвуковых измерений (E_d уз) То же (регрессия на ось E_d)
E_0 (пр), E_d уз	123	$\lg E_{0\Sigma} = 1,985 \lg E_d - 6,092$				
E_y, E_{ny}	58	$\lg E_y = 1,086 \lg E_{ny} - 0,8051$	0,9536	0,012	0,9376	Косвенная корреляция $E_y \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$
E_y, E_d	58	$\lg E_y = 1,3136 \lg E_d - 2,1533$				
E_0, E_{ny}	23	$\lg E_{0\Sigma} = 1,497 \lg E_{ny} - 3,370$	0,918	0,031	0,825	Косвенная корреляция $E_y \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$ (первый этап работ)

Примечание. Модули в таблице имеют размерность 10^5 Н/м².

участка таков, что наибольшие значения скоростей, а следовательно, и модулей E_d наблюдаются вдоль долины, минимальные — в поперечном направлении. Коэффициент анизотропии для скоростей упругих волн достигает 25% [55]. При этом повышенным значениям E_0 (при нагрузках параллельно склону)

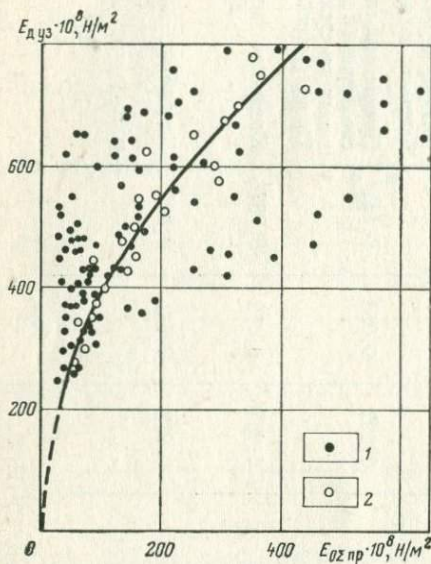


Рис. 31. График связи между модулем $E_{0\Sigma пр}$, установленным на основании pressiометрических измерений, и модулем $E_{d уз}$, определенным при ультразвуковых исследованиях [55].
1 — единичные определения;
2 — средние значения $E_{0\Sigma пр}$ для заданного интервала E_d

соответствуют несколько заниженные значения E_d (при замерях вдоль выработок, нормальных к склону) и наоборот. В результате происходит трансформация графика связи, устранить которую можно лишь путем сведения к одному направлению замеренных значений E_d и E_0 . Это приводит к тому, что несколько опускается начальная часть графика (уменьшаются значения E_d в области малых модулей E_0) и приподнимается его конечная ветвь (увеличиваются значения E_d при больших модулях $E_{0\Sigma}$). Однако строго количественно оценить возможные изменения корреляционной кривой по имеющимся данным не представляется возможным.

Связь между величинами $E_{d уз}$ и $E_{0\Sigma пр}$ (модулем деформации по данным pressiометрии) установлена на основании 123 совместных определений модулей. Полученные результаты представлены на рис. 31. Характерной особенностью этих данных является значительный разброс экспериментальных точек. Анализ погрешностей, свойственных каждому методу, дает основание полагать, что основные погрешности обуславливаются более низкой точностью pressiометрических измерений. Поэтому при статическом анализе полученных данных рассмотре-

но два возможных варианта корреляции: вариант равновероятных погрешностей определения $E_{д уз}$ и $E_{0 \Sigma пр}$ и вариант, основанный на предположении о случайности отклонения величины $E_{0 \Sigma пр}$ для некоторых фиксированных значений модуля $E_{д уз}$. Установленные для этих случаев уравнения регрессии и соответствующие им коэффициенты корреляции приведены в табл. 10. Эти результаты, так же как и рассмотренные выше, искажены влиянием анизотропии упругих свойств исследуемых горных пород. Степень влияния анизотропии, по имеющимся данным, оценивается лишь качественно, что не позволило рекомендовать установленный график для практического использования.

Метод косвенной корреляции. Был использован метод $E_{0 \rightarrow E_{ву}^* \rightarrow E_{д}}$. Характер зависимости $E_{0 \Sigma}$ и $E_{д}$ определялся трижды: на первом этапе работ в 1967 г. по 23 точкам, на втором этапе в 1968 г. по 57 точкам и в 1971 г. после внесения некоторых корректив в исходные величины $E_{0 \Sigma}$ и $E_{ву}$ по 57 сопоставимым значениям модулей. Результаты, полученные на различных этапах работ, даны в табл. 10. Анализ этих данных свидетельствует о том, что на разных этапах были получены надежные графики связи, достаточно хорошо согласующиеся друг с другом. Если принять график с наиболее высоким значением R за эталон, то отличие от него значений E_0 , установленных по другим однотипным графикам, не превышает 15%. Последнее еще раз свидетельствует об эффективности метода косвенной корреляции.

Аналогичным образом определена и связь между модулем полной упругости E_y и модулем $E_{д}$. График этой зависимости, приведенный на рис. 32, показывает, что при одном и том же значении $E_{д}$ модуль полной упругости E_y на 20—40% (при малых $E_{д}$) больше соответствующих значений модуля деформации.

Сопоставляя графики связи величин $E_{0 \Sigma}$ и $E_{д}$, полученные различными способами, нетрудно заметить, что между ними существуют значительные различия (рис. 33). Предельными являются график связи $E_{0 \Sigma пр} = f(E_{д уз})$, построенный на основе предположения о равнозначности определения сравниваемых параметров, и график $E_0 = f(E_{д сейсм})$ без введения в него поправок за масштабный эффект. Значения модуля E_0 , полученные по этим графикам, при одной и той же величине $E_{д}$ различаются в 2,5—3,0 раза. После введения соответствующих поправок рассматриваемые графики существенно сближаются и становятся сопоставимыми с графиком косвенной корреляции. Однако и при этом остаются значительные различия между графиками прямой и косвенной корреляции: в области низких значений модулей графики косвенной корреляции идут несколько ниже, а в области низких значений модулей — несколько выше графиков, установленных при прямой корреля-

Рис. 32

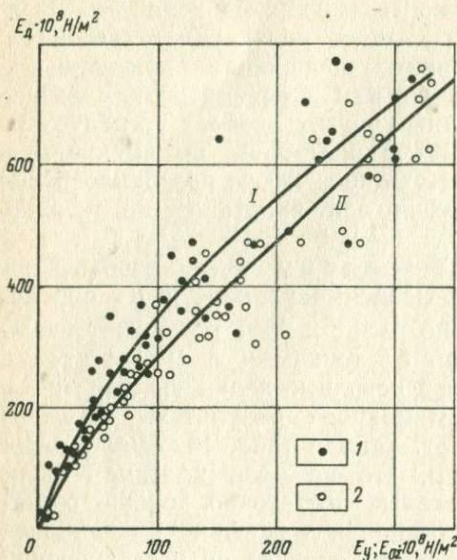


Рис. 33

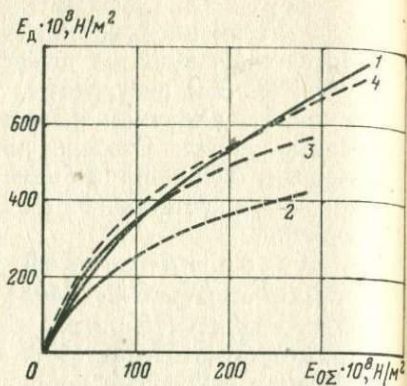


Рис. 32. Графики связи между модулями E_d , $E_{0\Sigma}$ (I) и E_d , E_y (II) для известняков Токтогульской ГЭС, полученные способом косвенной корреляции. Данные сравнения модулей: 1 — E_d и $E_{0\Sigma}$; 2 — E_d и E_y

Рис. 34

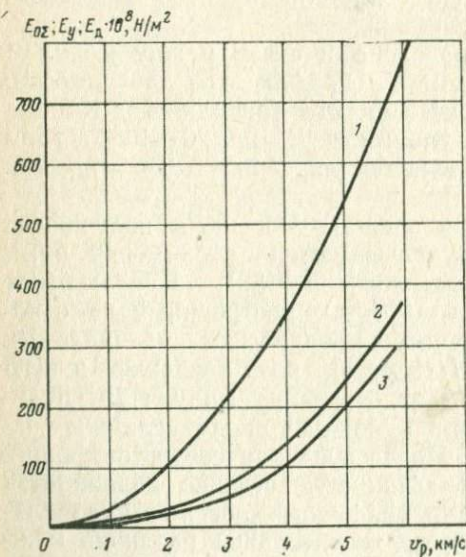


Рис. 33. Графики связи между модулями E_d и $E_{0\Sigma}$, полученные для пород Токтогульской ГЭС различными способами. 1 — косвенная корреляция $E_d \rightarrow E_{iu} \rightarrow E_0$; прямая корреляция величин; 2 — E_0 и E_d сейсм без введения поправок за масштабный эффект, 3 — E_d сейсм и $E_{0\Sigma}$ (результаты штамповых опытов) с введением поправок за масштабный эффект, 4 — $E_{0\Sigma}$ спр и E_{du}

Рис. 34. Сводные графики связи между величинами v_p , $E_{0\Sigma}$, E_y и E_d для карбонатных пород Токтогульской ГЭС. 1 — $E_d = f(v_p)$; 2 — $E_y = f(v_p)$; 3 — $E_{0\Sigma} = f(v_p)$

ции. В соответствии со сделанными замечаниями подобное их поведение можно объяснить влиянием анизотропности среды, искажающей графики прямой корреляции. Если принять это объяснение, то из полученных графиков следует, что коэффициент анизотропии исследуемых пород для модуля E_d находится в пределах 1,20—1,25. Он достаточно близок к соответствующим значениям коэффициента, определяемым путем непосредственных измерений [55]. Можно сделать вывод, что различие сравниваемых графиков связи, построенных способами прямой и косвенной корреляции, обусловлено лишь несоблюдением условий корреляции при прямом сопоставлении модулей. Таким образом, данные косвенной корреляции более достоверно описывают зависимость между модулями E_0 и E_d , и поэтому график, изображенный на рис. 32, был рекомендован в качестве расчетного.

Исходя из установленных зависимостей между модулями E_0 , E_y и E_d , а также из уравнения связи между модулем E_d и скоростью v_p , нетрудно определить характер зависимости между модулями E_0 и E_y и скоростью v_p :

$$\left. \begin{aligned} \lg E_d &= 1,828 \lg v_p + 4,492; \\ \lg E_{0\Sigma} &= 2,4317 \lg v_p + 3,3745; \\ \lg E_y &= 2,373 \lg v_p + 3,7139. \end{aligned} \right\} \quad (84)$$

В указанных уравнениях модули E_d , E_0 и E_y имеют размерность 10^5 Н/м^2 , величины v_p — км/с.

Графики, соответствующие этим уравнениям, приведены на рис. 34.

*Связи между величинами v_p , E_d , $E_{0\Sigma}$ и E_y
для кристаллических сланцев и гнейсов
гидроузла Кырджали*

Для определения деформируемости основания арочной плотины Кырджали, сложенного биотитовыми, биотито-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами и гнейсовидными породами, а также эпидотовыми, амфиболовыми и биотитовыми сланцами, выполнен широкий комплекс исследований, включающий статические определения на образцах и *in situ*, а также сейсмические и ультразвуковые измерения.

Статические опыты по определению свойств пород в их естественном залегании были выполнены в горных выработках с площадью поперечного сечения 10—20 м² на различных удалениях от дневной поверхности в породах различной степени сохранности. Исследования проведены методом штампов с применением круглых гибких и жестких штампов диаметром

0,8—1,0 м¹. Схема приложения нагрузок на штампы приведена на рис. 35. Максимальные напряжения σ_{\max} не превышали $40 \cdot 10^5$ Н/м². Модуль деформации определяли по первому циклу нагружения (см. рис. 35). Изучено 52 штампа, различным

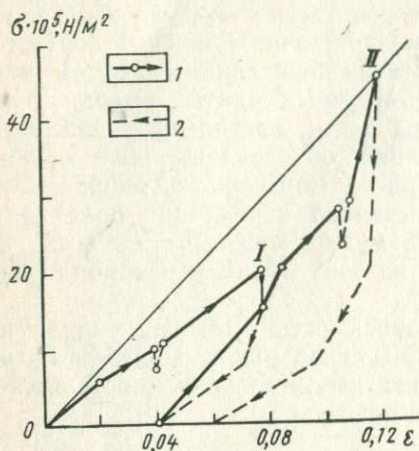


Рис. 35. Графики деформации $\varepsilon=f(\sigma)$ для пород гидроузла Кырджали.

1 — нагрузка; 2 — разгрузка; I, II — циклы нагружения

образом ориентированных относительно слоистости изучаемых пород [78].

На участке каждого статического опыта были проведены детальные сейсмические и ультразвуковые исследования².

Сейсмические работы включали наблюдения по методике продольного профилирования вдоль выработок и просвечивание целиков между выработками и опытными камерами. Ультразвуковые измерения проводили в шпурах, пробуренных по центру и краям штампов. Использовали методику профилирования

вдоль шпуров (каротаж) и просвечивания целиков между шпурами (см. рис. 18 и 19).

По результатам ультразвуковых исследований определяли состояние пород под опытными штампами и вычисляли средние значения E_d в различных структурных элементах деформируемого объема породы: в зоне, ослабленной проходкой выработки, в отдельных крупных трещинах, в неизменных породах; оценивали характер и интенсивность анизотропии упругих свойств пород на участках проведения статических опытов.

Результаты сейсмических измерений использовали для определения средних значений упругих параметров в ослабленной зоне и неизменных породах. На основании сопоставления данных сейсмических и ультразвуковых измерений выполняли количественную оценку неоднородности упругих свойств исследуемых пород и интенсивность проявления в них масштабного эффекта.

Зависимость между статическими и динамическими показателями деформируемости была установлена методами как прямой, так и косвенной корреляции.

¹ Работы выполнены в институте Энергопроект (НРБ) под руководством Д. Д. Салегина (ВНИИГ, СССР).

² Работы выполнены в институте Энергопроект (НРБ) под руководством А. И. Савича и А. М. Ананевича (Гидропроект, СССР).

Метод прямой корреляции. Были опробованы различные варианты метода прямой корреляции, однако вследствие резкой неоднородности изучаемых пород практические результаты получены лишь после исключения влияния на E_d

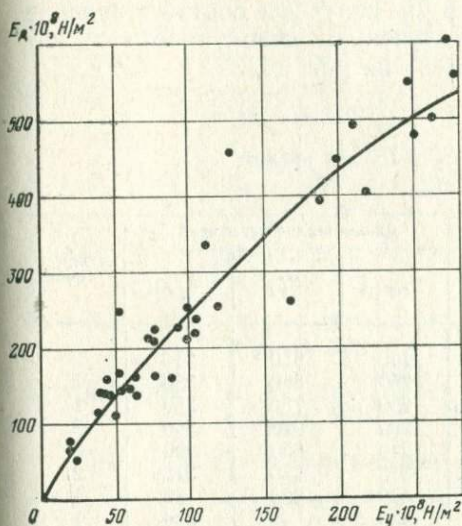


Рис. 36. График связи между модулями E_d и E_0 для пород гидроузла Кырджали, построенный способом косвенной корреляции $E_d \rightarrow E_{iy} \rightarrow E_0$. Точками обозначены единичные определения

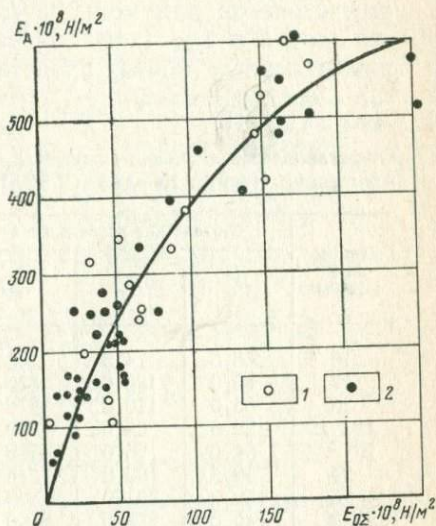


Рис. 37. График связи между модулями E_d и $E_{0\Sigma}$ для пород гидроузла Кырджали, построенный различными способами. Корреляция: 1 — прямая, 2 — косвенная

масштабного эффекта, т.е. при сопоставлении данных статических определений модуля E_{0AK} со значениями динамических модулей, приведенных к масштабу $W=1 \text{ м}^3$. Такие модули были вычислены способом, описанным при рассмотрении результатов исследований на Ингурской и Токтогульской ГЭС. Специальными опытами было установлено, что глубина деформируемой зоны под штампами не превышает 1 м. Поэтому при мощности ослабленной зоны $h_0 > 1 \text{ м}$ с данными статических определений сопоставляли величины E_{dAK} характеризующие породы в ослабленной зоне. При малой мощности ослабленной зоны для сравнения с $E_0(E_y)$ выбирали среднюю величину E_{dAK} , соответствующую свойствам пород в слое мощностью около 1 м, который включал в себя зону ослабленных пород мощностью h_0 и слой неизменных пород мощностью $h_n \approx (1-h_0)$. Среднюю величину E_{dAK} вычисляли по приближенной формуле

$$\bar{E}_{\text{д АК}} = \left[\frac{h_0}{E_{\text{д}_0}} + \frac{1-h_0}{E_{\text{д}_H}} \right]^{-1}, \quad (85)$$

где $E_{\text{д}_0}$ и $E_{\text{д}_H}$ — соответственно значение $E_{\text{д АК}}$ в ослабленном слое и неизмененных породах.

В результате указанных вычислений для большинства опытных участков для модулей E_0 и E_y получены соответствующие им значения $E_{\text{д}_0}$ (табл. 11). Полученная совокупность экспериментальных данных представлена на рис. 36, 37.

Таблица 11

Сопоставляемые значения модулей E_0 , E_y и $E_{\text{д}}$ для прямой корреляции (гнейсы Кырджали ГЭС, НРБ)

Номер опыта штампа	Статические исследования			Динамические испытания			Вес точки
	E_0	E_y	$E_{\text{иу}}$	$E_{\text{сейсм}}$	$E_{\text{уз}}$	$E_{\text{д АК}}$	
16	46,5	74,5	163	105	620	215	2
17	85,0	186,0	336	250	660	350	1
18	65,0	110,0	276	250	730	350	1
18, 19	29,0	65,0	130	200	620	260	3
22, 23	64,0	96,0	230	240	600	290	3
24	30,5	100,0	248	315	520	315	2
25	150,0	251,0	423	420	630	480	1
29	149,0	278,0	500	530	—	530	1
28	42,5	69,0	119	135	500	190	2
35	6,0	32,5	66	105	540	110	2
36	195,0	316,0	404	380	660	480	2
37	58,0	167,0	200	285	660	300	1
38, 39	51,0	112,0	317	345	580	370	2
30	144,0	205,0	415	480	640	500	2
48	250,0	352,0	526	395	—	600	1
50, 51	165,0	258,0	516	600	—	600	2
52	180,0	261,0	457	570	—	570	1

Примечание. Модули в таблице имеют размерность 10^8 Н/м^2 .

Статистический анализ этих материалов свидетельствует о том, что между всеми сравниваемыми величинами существуют достаточно тесные корреляционные связи. Уравнение этих связей и параметры, характеризующие их достоверность, приведены в табл. 12, а соответствующие им графики — на рис. 36.

Метод косвенной корреляции. Применен способ $E_0 \rightarrow E_{\text{иу}}^* \rightarrow E_{\text{д}}$. Использовано примерно 40 пар сопоставимых значений модулей; найденные при этом корреляционные зависимости приведены в табл. 12. И в этом случае получены довольно надежные корреляционные связи, которые, как свидетельствуют рис. 36 и 37, достаточно хорошо совпадают с

Таблица 12

Корреляционные зависимости между модулями E_0 , E_y и E_d для пород участка гидроузла Кырджали

Сопоставляемые величины	Число сопоставляемых значений	Корреляционное уравнение	Коэффициент корреляции R	Погрешность определения η	Теснота связи Q	Способ корреляции
E_0 и E_d	17	$\lg E_{0\Sigma} = 2,0579 \times \lg E_d - 6,5504$	—	—	—	Прямая корреляция данных статических и динамических определений
E_0 и E_d	44	$\lg E_{0\Sigma} = 1,6933 \times \lg E_d - 4,4994$	0,858	0,04	0,74	Косвенная корреляция способом $E_0 \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$
E_y и E_d	44	$\lg E_y = 1,2385 \times \lg E_d - 1,6858$	0,788	0,057	0,062	Косвенная корреляция способом $E_y \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$
E_0 и E_{ny}	44	$\lg E_{0\Sigma} = 1,457 \times \lg E_d - 3,0363$	0,903	0,028	0,82	Прямая корреляция
E_d и E_{ny}	44	$\lg E_y = 1,288 \times \lg E_d - 1,911$	0,933	0,02	0,87	То же

Примечание. Модули в таблице имеют размерность 10^5 Н/м².

данными прямой корреляции. Например, для $E_{0\Sigma}$ на большей части диапазона наблюдаемых изменений E_d результаты обоих методов различаются не более чем на 5—6%. Исключение составляет лишь область малых значений модулей, где величины $E_{0\Sigma}$, установленные методом прямой корреляции, значительно (до 40%) превышают соответствующие значения модулей, вычисляемых методом косвенной корреляции (см. рис. 37). Последнее в значительной степени связано с малой точностью определения начальной части графика $E_{0\Sigma} = f(E_d)$ при прямой корреляции в связи с недостаточным количеством экспериментальных данных. Поэтому в качестве рабочих были выбраны графики, построенные методом косвенной корреляции и характеризующиеся большей надежностью.

Для удобства практического использования найденные корреляционные зависимости между модулями упругости и деформации на основании экспериментально установленного для данного типа пород соотношения между скоростью продольных волн v_p и модулем E_d преобразованы в зависимости между скоростью v_p и значениями E_0 и E_y :

$$\lg E_d = 1,9632 \lg v_p + 4,3030; \quad (86)$$

$$\lg E_{0\Sigma} = 3,3244 \lg v_p + 2,8310; \quad (87)$$

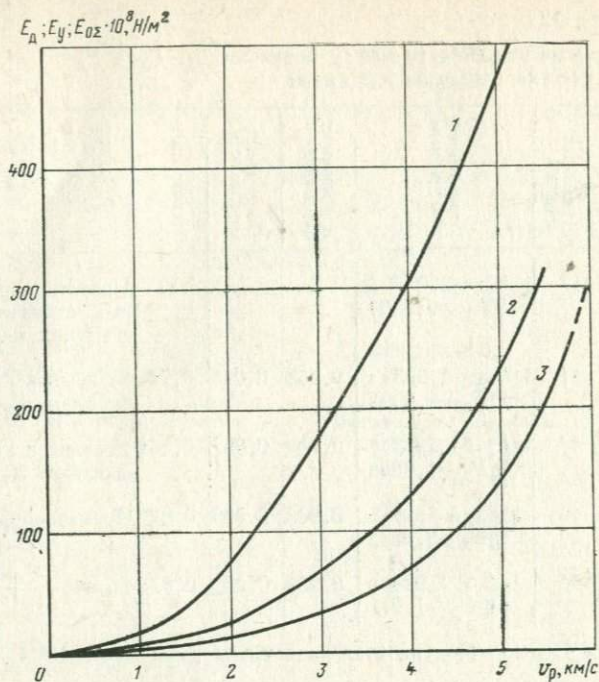


Рис. 38. Сводные графики связи между величинами v_p , E_D , E_Y и $E_{0\Sigma}$ для пород гидроузла Кырджали.

1 — $E_D = f(v_p)$; 2 — $E_Y = f(v_p)$; 3 — $E_{0\Sigma} = f(v_p)$

$$\lg E_Y = 2,4314 \lg v_p + 3,6500, \quad (88)$$

где E — в 10^5 Н/м², v_p — в км/с.

Графики, соответствующие этим зависимостям и приведенные на рис. 38, были использованы для массовых определений упругих и деформационных свойств пород в различных частях исследуемого массива [78].

*Связи между величинами v_p , E_D , E_Y и E_0
для диабазов и песчаников
Усть-Илимской ГЭС*

Сохранные диабазы на исследуемом участке характеризуются большой однородностью и почти полным отсутствием анизотропии упругих свойств. Доказательством является кривая зависимости модуля E_0 от масштаба (объема) исследований (см. рис. 76). Установлено, что изменение деформационных свойств массива, как и динамических и статических упругих параметров, обусловлено трещиноватостью и блочностью (столбчатые отдельности) диабазов. Для оценки деформацион-

ных свойств пород в основании плотины были выполнены совместные статические и динамические испытания.

Статические испытания были проведены в опытной штольне, в специально оборудованной траншее и в скважинах на глубине¹ 10 м—90 м. В опытной штольне наблюдения выполняли на бетонных штампах большого размера $2,5 \times 3 \text{ м}^2$ (три штампа) при максимальной нагрузке $20 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Нагружение и разгрузку осуществляли ступенями по $5 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Деформации диабазов измеряли угловыми реперами на поверхности скалы и в скважинах глубиной 5 м в центре штампа.

В опытной траншее также определяли деформационные свойства диабазов. Применяли бетонные штампы размером $1 \times 2 \text{ м}^2$ (восемь штампов). Методика проведения опытов аналогична изложенной выше.

На одном из участков исследования проведены в сильно разрушенных, дезинтегрированных диабазах круглыми металлическими жесткими штампами диаметром 80 см при максимальной нагрузке до $15 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Нагружение и разгрузку осуществляли ступенями по $2 \div 3 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Измеряли суммарную деформацию или деформацию по отдельным реперам по трем циклам (нагрузка — разгрузка).

Наблюдения проводили также в скважинах прессиометрами. Точки наблюдений располагались на глубинах до 100 м. Максимальные давления составляли $(12-16) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ и $(25-35) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. С помощью прессиометров изучали деформационные показатели как диабазов, так и осадочных пород — песчаников и алевролитов.

Динамические упругие характеристики диабазов и песчаников изучены сейсмическими, акустическими и ультразвуковыми методами. Выполнено сейсмическое профилирование с поверхности котлована и в штольне, а также просвечивание целиков между скважинами, расположенными на участках статических опытов. Ультразвуковые и акустические исследования проводились в опытных скважинах и в шпурах, пробуренных вблизи штампов. Наибольший объем исследований выполнен в диабазах² (см. табл. 13).

Метод косвенной корреляции. Для нахождения связи между динамическими и статическими параметрами использовали методы прямой и косвенной корреляции. Модули деформации, упругости и идеальной упругости определяли согласно работе [69]. Полученные данные приведены в табл. 13. Зависимость $E_0 = f(E_y)$ может быть описана уравнением

$$\lg E_0 = a \lg E_d + b; \quad (89)$$

¹ Работы проводились Сибирским отделением ВНИИГ под руководством Д. Д. Саегина и С. И. Панова.

² Работы выполнялись под руководством А. Д. Михайлова (Гидропроект).

Таблица 1

Сопоставляемые значения модулей E_0 , E_y , $E_{ид}^*$ и E_d по данным исследований

Участок исследований	Статические исследования			Сейсмические		
	E_{0I}	E_y	$E_{ид}^*$	в неизменных породах		
				E_d	$E_{ну}^*$	E_{0I}
Камера 1	380	450	1020	540	475	375
То же	340	540	—	—	—	—
Камера 2	770	1000	1080	1000	960	800
То же	440	680	—	—	—	—
Камера 3	980	1070	1250	720	650	535
То же	425	580	—	—	—	—

Примечание. 1. Модули имеют размерность 10^8 Н/м². 2. Модуль

коэффициенты a и b в уравнении (89) определяли аналитически. Значения E_0 и E_y , полученные по графикам деформации, наносили на двойной логарифмический бланк и осредняли прямой. Уравнение прямой с известными коэффициентами a и b трансформировали в зависимость вида $E_0 = bE_d^a$ и строили график $E_0 = f(E_d)$. Такой подход позволяет достаточно верно построить график по небольшому количеству точек. Методом косвенной корреляции были построены графики $E_{0I} = f(E_d)$ и $E_{0I} = f(E_{ну}^*)$ (рис. 39).

Метод прямой корреляции. Данные прямой корреляции хорошо увязываются с графиками, полученными методом косвенной корреляции. Это позволило рекомендовать пользоваться приведенным графиком для определения наиболее вероятных значений модуля деформации диабазов по динамическому модулю упругости.

На основании статистического анализа данных, характеризующих упругие свойства, можно говорить о высокой однородности диабазов. Одним из доказательств является то, что средние и модальные значения v_p , v_s , μ и E_d мало различаются как для разных участков, так и для разных баз измерения скоростей. Величины E_d , полученные для сохранных диабазов, изменяются в пределах $(650-1000) \cdot 10^8$ Н/м²; для диабазов с повышенной трещиноватостью $E_d \approx 540 \cdot 10^8$ Н/м². Квазианизотропия упругих свойств практически не выявляется. Коэффициент квазианизотропии невелик и в среднем составляет 1,04. Для трещиноватых диабазов он несколько возрастает и достигает 1,07—1,1. В табл. 13 дается пример сопоставления результатов статических, сейсмических и ультразвуковых исследований, полученных на больших штампах в штольне 1.

в штольне на участке Усть-Илимской ГЭС

исследования			Ультразвуковые исследования					
в ослабленной зоне			в неизменных породах			в ослабленной зоне		
E_d	$E_{ну}^*$	E_{0I}	E_d	$E_{ну}^*$	E_{0I}	E_d	$E_{ну}^*$	E_{0I}
380	310	230	1075	1015	900	900	840	700
—	—	—	—	—	—	—	—	—
560	480	380	1075	1015	900	900	840	700
—	—	—	—	—	—	—	—	—
490	425	330	1090	1030	950	900	840	700
—	—	—	—	—	—	—	—	—

E_{0I} взят при напряжении σ_3 , изменяющемся от нуля до $20 \cdot 10^5$ Н/м².

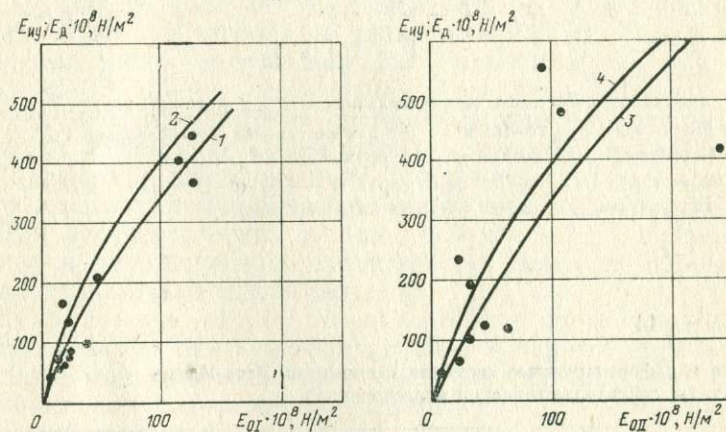


Рис. 39. Графики связи между модулями $E_{ну}^*$, E_d , E_{0I} (а) и $E_{ну}^*$, E_d , E_{0II} (б) для диабазов Усть-Илимской ГЭС.

1 — $E_{0I} = f(E_{ну}^*)$; 2 — $E_{0I} = f(E_d)$; 3 — $E_{0II} = f(E_{ну}^*)$; 4 — $E_{0II} = f(E_d)$.

Точками обозначены экспериментальные данные

Данные совместных определений на других опытных участках и в скважинах приведены на рис. 40. Модули упругости для песчаников с прослойками аргиллитов и алевролитов определяли на основании скоростей распространения упругих волн, полученных по данным ультразвукового каротажа скважин.

Модуль деформации для песчаников находили по графику $E_d = f(E_{0\Sigma})$, построенному для песчаников Усть-Илимской ГЭС, методами прямой и косвенной корреляции (см. рис. 40). Полученные величины приведены в табл. 14.

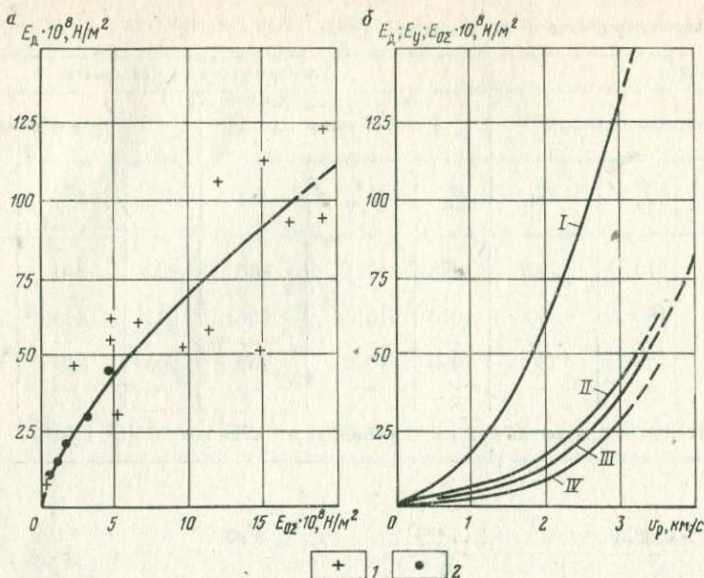


Рис. 40. Графики связи между величинами E_d , $E_{0\Sigma}$ (0—15) [а], E_d , E_y , $E_{0\Sigma}$ (0—50), $E_{0\Sigma}$ (0—15) и v_p (б) для песчаников Усть-Илимской ГЭС. Корреляция: 1 — косвенная, 2 — прямая; I — $E_d = f(v_p)$; II — E_y (0—50) = $f(v_p)$; III — $E_{0\Sigma}$ (0—50) = $f(v_p)$; IV — $E_{0\Sigma}$ (0—15) = $f(v_p)$; в скобках указаны диапазоны σ при определении модулей

Таблица 14

Упругие и деформационные свойства песчаников Усть-Илима (результаты сейсмоакустических исследований)

Метод исследования	Вкрест напластования									Число измерений
	v_p , м/с			$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²			$E_0 \cdot 10^8$, Н/м ²			
	v_{pmin}	v_{pmax}	\bar{v}_p	E_{dmin}	E_{dmax}	\bar{E}_d	E_{0min}	E_{0max}	\bar{E}_0	
Ультразвуковой каротаж скважин	1680	308	2380	60	190	120	7	24	15	40
То же	1250	2330	1880	35	110	80	4	13	9	73
Исследования образцов из скважин	1100	2500	1860	30	130	80	4	16	8	46

Приведенные данные получены по результатам ультразвуковых исследований и характеризуют малые объемы породы. Вследствие влияния масштабного эффекта модуль деформации в массиве будет несколько ниже и составит $(5 \div 10) \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$. В зоне ослабленных пород модуль деформации не превышает $(2 \div 4) \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$.

*Связи между величинами ν_p , E_d , E_0 и E_y
для песчаников и алевролитов
на участках Курпсайской, Нурекской и
Зеленчукских ГЭС*

На всех указанных участках основания плотин сложены осадочными породами — песчаниками и алевролитами, и поэтому полученные здесь соотношения между E_d и E_0 объединены в одну группу.

Курпсайская ГЭС. Модули деформации здесь определяли статическими и сейсмическими методами.

Статические испытания выполнены в специальных камерах плоскими штампами диаметром 0,8 м. Были проведены два цикла нагружения при максимальных нагрузках $\sigma_{\max} = 32 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ и $72 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Нагружение осуществлялось ступенями. Полученные по статическим опытам данные характеризуют небольшой объем породы, что обусловлено небольшим размером штампов, и не позволяют судить о свойствах всего массива основания, деформируемого под сооружением.

Для распространения данных, полученных по штампам, на массив и для получения характеристик больших объемов породы использовали сейсморазведку.

Динамические упругие характеристики определены с помощью сейсмического профилирования в горных выработках и сейсмического просвечивания. Связь между динамическими и статическими параметрами установлена методами прямой и косвенной корреляции. Данные сейсморазведки и статических опытов приведены в табл. 15¹.

При определении связи между величинами E_d , E_0 и E_y методом косвенной корреляции модуль E_d получали через промежуточный параметр E_{ny}^* (модуль «идеальной» упругости) согласно работе [69]. В результате были построены графики зависимости $E_d = f(E_y)$ и $E_d = f(E_0)$, изображенные на рис. 41 и 42. Соотношения между динамическими модулями упругости и модулями деформации, определенными по штампам, хорошо согласуются с указанными зависимостями. Значения скоростей продольных волн вдоль и поперек слоистости, приведенные в табл. 15, свидетельствуют о небольшой анизотропии.

¹ Результаты получены Б. В. Гельманом, Е. К. Буровым и В. И. Переленко.

тропии пород исследуемого участка. Поэтому данные определения соотношений между статическими и динамическими модулями по разным направлениям были объединены и результаты, полученные методами прямой и косвенной корреляции, сведены в общие графики, представленные на рис. 43.

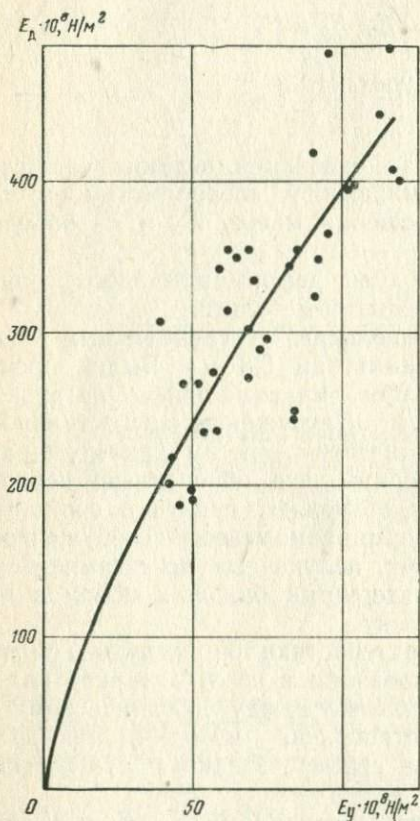


Рис. 41. График связи между модулями E_D и E_y , полученный для пород Курпскайской ГЭС. Точками обозначены экспериментальные данные

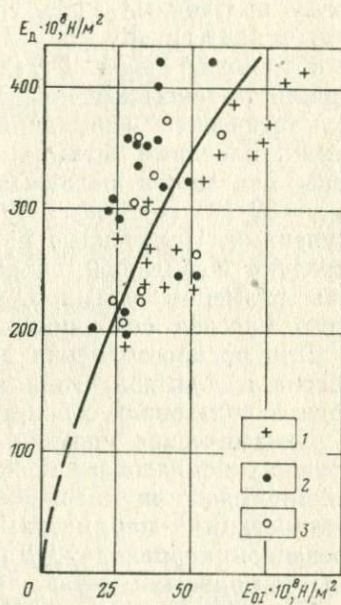


Рис. 42. График связи между модулями E_D и E_{01} , полученный для пород Курпскайской ГЭС. Единичные определения по реперам: 1 — при нагружении параллельно слоистости; 2 — при нагружении перпендикулярно к слоистости; 3 — средние значения

Исследования проводились в зоне разуплотнения пород, в подзонах интенсивного выветривания и разгрузки, а также в относительно сохранных породах вне действия разгрузки.

Полученные при этом средние показатели упругих и деформационных свойств пород приведены в табл. 16.

Таблица 15

Сопоставляемые значения ν_p , E_d , E_0 для пород участка Курпсайской ГЭС

Условный номер участка исследований	Ориентировка нагрузки	$E_0 \cdot 10^8$, Н/м ²		ν_p , м/с		$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²
		$\sigma_{\max} = 75 \cdot 10^8$ Н/м ²	$\sigma_{\max} = 32 \cdot 10^8$ Н/м ²	вдоль слоистости	поперек слоистости	
1	Параллельно слоистости	27,3	27,2	2700	—	150
2		19,7	17,0	2100	—	100
3		20,7	19,2	2860	—	180
4		29,6	31,0	2360	—	120
5		28,0	27,0	2600	—	140
6	Перпендикулярно к слоистости	17,5	18,8	2000	—	90
7		16,1	11,6	2100	—	100
8		16,4	12,1	2500	—	130
9		61,0	47,5	3750	—	280
10		16,4	18,3	2200	—	120
11		30,4	18,9	3200	—	210
12		25,0	18,4	2700	—	150
13	Параллельно слоистости	17,0	14,5	1800	—	60
14		17,4	16,0	1800	—	60
15		35,0	36,5	3650	—	260
16		22,4	21,0	3000	—	190
17		54,2	53,5	3000	—	190
18		77,3	50,0	4000	—	360
19		18,0	15,5	2000	1800	90
20		17,0	10,5	2400	2150	120
21		—	17,5	2850	2400	120
22		42,0	32,5	3300	3000	220
23		22,0	19,0	2500	2250	130
24		16,0	100,0	2300	2050	115
25		—	17,0	2500	2250	130
26		26,0	16,5	4600	4100	400
27		33,0	—	1900	—	80
28		38,0	—	1700	—	70
29		27,0	—	1800	—	75

Сейсмоакустические исследования, выполненные в комплексе со статическими наблюдениями, позволили оценить деформативные характеристики массива пород в основании плотины с учетом его зонально-блочного строения и трещиноватости.

Нурекская ГЭС. Исследовались породы нижнемелового возраста, представленные мелкозернистыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками и слюдистыми, тонкозернистыми алевролитами.

Статические испытания выполнены методом штампов (Ленгидропроект) [62]. Использовались квадратные жесткие штам-

Рис. 43.

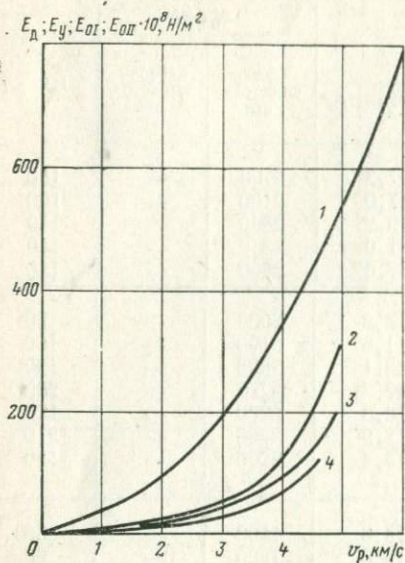


Рис. 45.

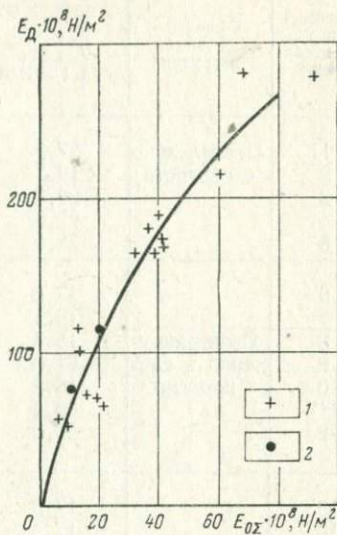


Рис. 44.

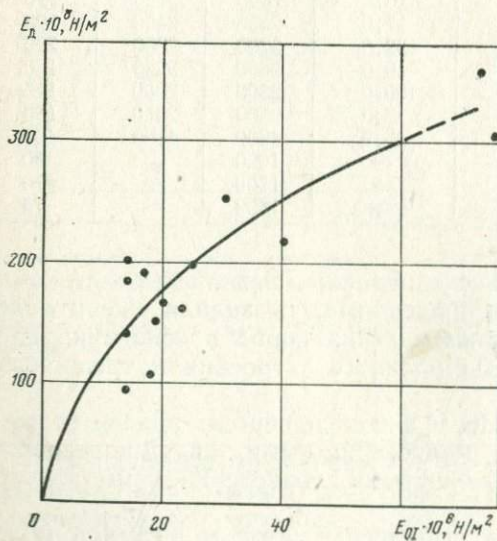


Рис. 43. Сводные графики между величинами v_p , E_D , E_Y и E_0 для пород Курпсайской ГЭС. 1 — $E_D = f(v_p)$; 2 — $E_Y = f(v_p)$; 3 — $E_{0I} = f(v_p)$; 4 — $E_{0II} = f(v_p)$

Рис. 44. График связи между модулями E_{0I} и E_D для пород Нурекской ГЭС. Точками обозначены экспериментальные данные

Рис. 45. График зависимости между модулями E_D и E_{0I} для пород Зеленчукских ГЭС. Корреляция: 1 — косвенная, 2 — прямая

Таблица 16

Упругие и деформационные характеристики горных пород участка Курпсайской ГЭС

Подзоны	Средняя мощность подзона, м	v_p , км/с	v_s , км/с	μ	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_{0I} \cdot 10^8$, Н/м ²		Рекомендуемые значения E_0
						$\sigma_{\max} = 7.2 \cdot 10^8$ Н/м ²	$\sigma_{\max} = 3.2 \cdot 10^8$ Н/м ²	
Интенсивного выветривания	12—13	2,0	1,15	0,26	90	16	15	15
Разгрузки	15	2,5	1,40	0,27	130	23	21	22
Относительно сохранные породы	40	3,5	1,90	0,28	2,45	50	40	50

пы площадью 1 м². Максимальные напряжения составляли $80 \cdot 10^5$ Н/м². Модули деформации определены по первому циклу. Проведено около 20 опытов. Динамические исследования выполнены методами сейсморазведки (в штольнях и на поверхности) и ультразвука (в скважинах, шпурах и на обнажениях). График связи между статическим E_{0I} и динамическим E_d модулями упругости, полученный методом косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{ну} \rightarrow E_d$, представлен на рис. 44.

Зеленчукские ГЭС¹. Породы участка — тонкоплитчатые, аргиллитоподобные, тонкозернистые, тонкослоистые, плотные, среднетрещиноватые алевролиты. Отличительная их особенность — наличие резко выраженной анизотропии упругих свойств, что, очевидно, обусловлено повышенной трещиноватостью и рассланцованностью исследуемых пород.

Статические модули определялись с помощью штампов и прессиметров. Использовались гибкие штампы диаметром 114 см при максимальном напряжении $\sigma_{\max} = (6 \div 10) \cdot 10^5$ Н/м². Выполнено около 60 опытов на штампах и определений модуля E_0 прессиметрами. Динамические свойства пород изучались по данным скважинных (шпуровых) ультразвуковых наблюдений и сейсмического профилирования в выработках.

Корреляционные зависимости между статическими и динамическими показателями деформируемости установлены по результатам штамповых опытов методом косвенной корреляции

¹ Работы выполнялись под руководством Л. Д. Лавровой, В. И. Коптева и К. Л. Тер-Микаэляна (Гидропроект).

$E_0 \rightarrow E_{\text{ну}}^* \rightarrow E_{\text{д}}$, а также методом прямой корреляции по данным ультразвуковых и прессиометрических измерений. При этом применение способа прямой корреляции значительно осложнялось анизотропностью исследуемых пород.

Для того чтобы привести скорости и, следовательно, модули $E_{\text{д}}$ и E_0 к сопоставимому виду, построены графики зависимости $v_{\text{р}} = f(\varphi)$, где φ — угол между направлением распространения упругих колебаний и слоистостью горных пород. По этому графику измеренные скорости были пересчитаны в скорости (и соответственно в $E_{\text{д}}$), соответствующие направлению измерения E_0 , и определены $v_{\text{р}}$, E_0 и $E_{\text{д}}$ для совпадающих направлений. Результаты прямого сопоставления E_0 и $E_{\text{д}}$, исправленного за анизотропию, приведены на рис. 45. Здесь же приведен график $E_{\text{д}} = f(E_0)$, построенный методом косвенной корреляции. Данные определений E_0 методом прямой корреляции нанесены на график. При этом, как видно из графика рис. 45, получились хорошие совпадения определений E_0 способом косвенной корреляции с величинами E_0 , полученными способом прямой корреляции.

Величины E_0 для исследуемого участка вне зоны разгрузки в основном изменяются от $35 \cdot 10^8$ до $60 \cdot 10^8$ Н/м². При этом вдоль напластования $E_0 = (50 \div 60) \cdot 10^8$ Н/м², а вкrest напластования — $E_0 = (35 \div 40) \cdot 10^8$ Н/м². В зоне ослабленных пород вокруг штольни значение E_0 понижается до $(20 \div 30) \cdot 10^8$ Н/м².

Глава 3

АНАЛИЗ И ОБОБЩЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ О СВЯЗЯХ МЕЖДУ СТАТИЧЕСКИМИ И ДИНАМИЧЕСКИМИ ПОКАЗАТЕЛЯМИ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Для установления корреляционных зависимостей между статическими и динамическими показателями деформируемости горных пород в их естественном залегании, как свидетельствуют приведенные выше примеры, необходимо выполнение серии дорогостоящих статических опытов.

Однако в практике инженерных изысканий при решении ряда задач возникает необходимость практической оценки деформационных свойств пород *in situ* без статических опытов. Подобные оценки могут быть выполнены по данным сейсмоакустических измерений, если при этом известен характер связи между величинами $v_{\text{р}}$, $E_{\text{д}}$, E_0 и $E_{\text{у}}$. Нам следует выяснить, могут ли для указанных целей быть использованы зависимости, установленные для различных комплексов пород и на различных объектах. Для ответа на этот вопрос необходимо

установить общие закономерности в соотношениях между статическими и динамическими показателями деформируемости различных типов пород и определить степень изменчивости параметров корреляционных уравнений в зависимости от условий проведения статических испытаний, диапазона статических нагрузок, от особенностей строения и состояния пород. Используя приведенные выше экспериментальные данные, а также опубликованные материалы советских и зарубежных исследователей [88, 97, 99, 100, 102, 107, 108], попытаемся решить эти задачи.

*Общий характер
экспериментальных зависимостей
между статическими и динамическими
показателями деформируемости горных пород*

Статистический анализ совокупности экспериментальных данных по сопоставлению статических и динамических показателей деформируемости, выполненный для различных типов горных пород, позволил установить, что в большинстве случаев соответствующие корреляционные зависимости наилучшим образом описываются выражениями типа

$$\lg E_{0,y} = a \lg E_d + b$$

или

$$E_{0,y} = 10^b E_d^a, \quad (89)$$

где E_d — динамический, а $E_{0,y}$ — статический модуль упругости или деформации; a и b — постоянные коэффициенты.

Корреляционные уравнения указанного вида, как правило, характеризуются наиболее высокими коэффициентами корреляции и наименьшими погрешностями его определения, а следовательно, обладают наибольшей теснотой связи [58, 63]. В подтверждение высказанного предположения сошлемся на результаты анализа материалов изучения деформационных свойств карбонатных пород, слагающих основания различных гидротехнических объектов. Результаты, полученные на этих объектах и приведенные в табл. 17, свидетельствуют о том, что при описании экспериментальных данных зависимостями (81) наиболее высокие коэффициенты корреляции $R=0,895 \div 0,964$ соответствуют уравнениям типа (89). Для этих же уравнений характерны и наименьшие погрешности определения $R-\eta$, колеблющиеся в пределах 0,009—0,017, а также наибольшие значения тесноты связи $Q=0,75 \div 0,94$. Указанные значения Q для корреляционных уравнений вида (89), как правило, на 10—30% выше, чем для корреляционных уравнений других видов (см. табл. 17). Аналогичные выводы получены в Гидропроекте и для пород иного состава [69 и др.]. Эти результаты достаточ-

Таблица 17

Корреляционные уравнения для описания соотношений между статическими и динамическими показателями деформируемости карбонатных пород

Район исследований, породы	Сопоставляемые величины	$E=a E_d+b$			$\lg E=a \lg E_d+b$		
		R	η	Q	R	η	Q
Ингульская ГЭС, известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	0,840	0,039	0,723	0,846	0,038	0,733
	E_{oI} и E_d	0,844	0,038	0,729	0,847	0,037	0,735
	E_{oII} и E_d	0,917	0,031	0,853	0,905	0,024	0,833
	E_y и E_d	0,914	0,022	0,848	0,908	0,023	0,838
Токтогульская ГЭС, известняки	E_{oII} и E_d	0,926	0,19	0,869	0,844	0,038	0,730
	E_y и E_d	0,935	0,17	0,885	0,958	0,011	0,925
Чиркейская ГЭС, слоистые известняки, нагруженные перпендикулярно к слоистости	E_{oI} и E_d	0,878	0,059	0,700	0,874	0,06	0,690
	E_{oII} и E_d	0,809	0,089	0,54	0,830	0,08	0,589
Касебская ГЭС (Тунис), битуминозные известняки	E_{oI} и E_d	0,764	0,098	0,47	0,845	0,067	0,643

Продолжение табл. 17

Район исследований, породы	Сопоставляемые величины	$E=a \lg E_d+b$			$\lg E=a \lg E_d+b$		
		R	η	Q	R	η	Q
Ингульская ГЭС, известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	0,827	0,042	0,701	0,899	0,025	0,82
	E_{oI} и E_d	0,828	0,042	0,702	0,897	0,026	0,82
	E_{oII} и E_d	0,893	0,027	0,812	0,936	0,016	0,89
	E_y и E_d	0,889	0,028	0,805	0,952	0,009	0,92
Токтогульская ГЭС, известняки	E_{oII} и E_d	0,808	0,046	0,670	0,956	0,011	0,92
	E_y и E_d	0,821	0,043	0,690	0,964	0,009	0,94
Чиркейская ГЭС, слоистые известняки, нагруженные перпендикулярно к слоистости	E_{oI} и E_d	0,781	0,101	0,480	0,898	0,05	0,75
	E_{oII} и E_d	0,796	0,095	0,510	0,942	0,029	0,86
Касебская ГЭС (Тунис), битуминозные известняки	E_{oI} и E_d	0,736	0,108	0,412	0,895	0,047	0,75

Примечание. Модули имеют размерность 10^5 Н/м².

но хорошо согласуются с выводами относительно характера связи между статическими и динамическими показателями деформируемости, сделанными на основании анализа теоретических соотношений в первой части работы. Отмечаются определенные закономерности в поведении параметров a и b корреляционного уравнения

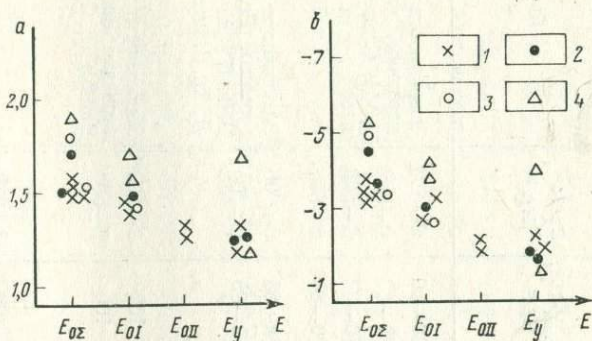


Рис. 46. Изменение коэффициентов a и b корреляционного уравнения (89) при сопоставлениях E_d с модулями $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_γ .

1 — известняки; 2 — гнейсы и сланцы; 3 — песчаники, аргиллиты, алевролиты; 4 — диабазы, диориты

ляционного уравнения (89). Последнее можно проследить на основании данных табл. 18, в которой приведены значения коэффициентов a и b , установленных при сопоставлении статических и динамических показателей деформируемости различных типов горных пород на ряде отечественных и зарубежных объектов¹. Согласно данным табл. 17 для различных типов горных пород при значительном варьировании условий определения модулей E_γ и E_0 коэффициент a в уравнении (89) меняется от 1,2 до 2,0, а параметр b — от 1,3 до 6,1. Отмечается четкая зависимость величин a и b от вида сравниваемого с модулем E_d статического модуля и от числа циклов нагружений: для одного и того же типа пород наибольшими (в среднем) коэффициентами a и b характеризуются уравнения, описывающие связи между модулями $E_{0\Sigma}$ и E_d , затем — уравнения $E_{0I} = f_1(E_d)$, $E_{0II} = f_2(E_d)$ и т. д. Наименьшими анализируемыми параметрами характеризуются зависимости для модулей E_γ и E_d (рис. 46). Однако вариации параметров a и b для каждой пары коррелируемых модулей ($E_{0\Sigma}$ и E_d , E_0 и E_d и т. д.) довольно существенны, и необходимы дополнительные исследования для выявления причин, обуславливающих эти вариации.

¹ Использованы материалы института Гидропроект, а также опубликованные данные.

Таблица 18

Корреляционные зависимости между статическими и динамическими параметрами горных пород, слагающих основания различных гидротехнических сооружений

Район исследований	Породы	Сопоставляемые величины	Параметры корреляционного уравнения $\lg E = a \lg E_d + b$		$\sigma_{\max} \cdot 10^3$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	Примечание
			a	b			
Ингурская ГЭС на р. Ингури (СССР)	Известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,4902	-3,2965	70—80	0—400	Зависимости получены по материалам Гидропроекта А. И. Савичем и Л. Б. Зайцевой
		E_{oI} и E_d	1,4306	-2,9663	70—80	0—400	
		E_{oII} и E_d	1,2543	-1,8437	70—80	0—500	
		E_y и E_d	1,2240	-1,6169	70—80	0—500	
Токтогульская ГЭС на р. Нарын (СССР)	Известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,5128	-3,3877	72—95	0—700	Зависимости получены по материалам Соогидропроекта и ВНИИГ А. И. Савичем и Л. Б. Зайцевой
		E_y и E_d	1,3136	-2,1533	72—95	0—700	
Чиркейская ГЭС на р. Сулак (СССР)	Слоистые известняки, нагружение перпендикулярно к слоистости	E_{oI} и E_d	1,6214	-4,1289	100	0—500	Зависимости получены по материалам Ленгидропроекта и ВНИИГ В. Н. Никитиным
		E_{oII} и E_d	1,4313	-2,8718	100	0—500	
		E_{oI} и E_d	1,3704	-2,5976	100	0—600	
		E_{oII} и E_d	1,3821	-2,5485	100	0—600	
	к слоистости то же, нагружение параллельно слоистости						

Район исследований	Породы	Сопоставляемые величины	Параметры корреляционного уравнения $\lg E = a \lg E_d + b$		$\sigma_{\max} \cdot 10^3$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^3$, Н/м ²	Примечание
			<i>a</i>	<i>b</i>			
Касебский гидроузел р. Касеб (Тунис)	на Битуминозные известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,5719	-3,7064	72	0—600	Зависимости получены по материалам ВНИИГ А. И. Савичем
		$E_{o\Pi}$ и E_d	1,3029	-2,0448	72	0—600	
Гидроузел Кырджали р. Арды (НРБ)	на Кристаллические сланцы и гнейсы	E_o и E_d	1,6933	-4,4994	40	0—600	Зависимости получены по материалам ВНИИГ и Энергопроекта А. И. Савичем
		E_y и E_d	1,2385	-1,6858	40	0—600	
ГЭС Далешнице на р. Иглава (ЧССР)	Метаморфические сланцы	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,5025	-3,6596	80	0—800	Зависимости получены по материалам Й. Грды, О. Горского [13] А. И. Савичем и Л. Б. Зайцевой
		E_y и E_d	1,2400	-1,8559	80	0—800	
Зейская ГЭС на р. Зей (СССР)	Диориты	E_{oI} и E_d	1,8948	-5,2700	50	0—200	Зависимости получены по материалам Ленгидропроекта Л. Б. Зайцевой и А. И. Савичем
		$E_{o\Pi}$ и E_d	1,7005	-4,1400	50	0—200	
		E_y и E_d	1,6856	-4,0496	50	0—200	
Зеленчукские ГЭС на р. Кубань (СССР)	Алевролиты	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,5355	-3,4398	10	0—300	Зависимости получены по материалам Гидропроекта А. И. Савичем и Л. Д. Лавровой

Район исследований	Породы	Сопоставляемые величины	Параметры корреляционного уравнения $\lg E = a \lg E_d + b$		$\sigma_{\text{max}} \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	Примечание
			a	b			
Нурекская ГЭС на р. Вахш (СССР)	Песчаники, алевролиты, аргиллиты	$E_{0\Sigma}$ и E_d	1,7892	-5,0816	80	0—500	Зависимости получены по материалам Ленгидропроекта А. И. Савичем и Л. Б. Зайцевой
Курпсайская ГЭС на р. Нарын (СССР)	Слонстые песчаники, деформация перпендикулярно к слоистости	E_{0I} и E_d	1,5118	-3,5772	72	0—400	Зависимости получены по материалам Саогидропроекта Л. Б. Зайцевой и А. И. Савичем
	То же, параллельно слоистости	E_{0I} и E_d	1,3217	-2,7393	72	0—450	
Усть-Илимская ГЭС на р. Ангаре (СССР)	Песчаники	E_{0I} и E_d	1,3534	-2,4318	50	0—150	Зависимости получены на материалах ВНИИГ и Гидропроекта А. Д. Михайловым и Л. Б. Зайцевой
		E_{0II} и E_d	1,4808	-3,1746	15	0—150	
		E_y и E_d	1,1893	-1,5192	50	0—150	
	Диабазы	E_{0I} и E_d	1,5850	-3,8186	20	0—1000	
		E_y и E_d	1,1945	-1,2820	20	0—1000	

Район исследований	Породы	Сопоставляемые величины	Параметры корреляционного уравнения $\lg E = a \lg E_d + b$		$\sigma_{\max} \cdot 10^3$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	Примечание
			a	b			
Спандарянская ГЭС на р. Воротан (СССР)	Порфириты и туфобрекчии	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,4837	-2,3882	8—11	0—300	Зависимости получены по материалам К. Л. Тер-Микаэляна и А. Д. Михайловым
ГЭС Грончарево (СФРЮ)	Слоистые известняки, деформация перпендикулярно к слоистости	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,7911	-5,0034		0—600	Данные из работы [111]
	То же, деформация параллельно слоистости	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,9104	-5,6088		0—600	
Различные районы СФРЮ	Известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,6380	-4,0494		0—650	Данные Б. Д. Куянджича, А. Н. Груича [107]
		E_y и E_d	1,3874	-2,4728		0—700	
ГЭС Чаплина (СФРЮ)	Известняки	$E_{o\Sigma}$ и E_d	1,9893	-6,0942		0—550	Данные Б. Д. Куянджича (материалы Водохозяйственного института, Белград)

*Анализ причин,
определяющих изменчивость параметров
корреляционных уравнений связи
между статическими и динамическими
показателями деформируемости горных пород*

Анализируя причины изменчивости параметров a и b корреляционных уравнений (89), рассмотрим влияние следующих факторов: 1) условий определения статических модулей; 2) типа исследуемых пород; 3) масштабности исследований.

Степень «воздействия» каждого фактора проследим на основании имеющихся экспериментальных данных.

Влияние на параметры a и b условий определения статических модулей. Сопоставим значения a и b , соответствующие однотипным корреляционным уравнениям, которые получены различными исследователями для одинаковых по составу и близких по литологии горных пород [69, 88, 102, 107]. С целью более обоснованных выводов при указанном анализе используем материалы изучения деформационных свойств карбонатных пород, для которых в настоящее время получено наибольшее число исследуемых нами корреляционных связей. Раздельно рассмотрим влияние: а) условий нагружения; б) особенностей методики расчета модулей; в) уровня создаваемых статических напряжений.

Степень влияния первых двух указанных факторов удобнее всего оценить посредством сопоставления результатов изучения деформационных свойств известняков в СССР и СФРЮ [55, 69, 100, 107], где применяются существенно различные схемы нагружения при испытании пород *in situ* и различные способы определения $E_{0\Sigma}$ (см. рис. 1 и 56). Полученные при этом корреляционные связи величин E_0 и E_d описываются уравнением (89), в котором параметры a и b имеют следующие средние значения: $a=1,525$, $b=-3,463$ по данным работ, проводимых в СССР, и $a=1,807$, $b=-5,091$ по результатам работ, выполненных в СФРЮ. В диапазоне изменения E_d от 300 до $800 \cdot 10^8$ Н/м² [т.е. при $E_0 \approx (75 \div 350) \cdot 10^8$ Н/м²] модули E_0 , вычисляемые по уравнению (89) с приведенными коэффициентами, различаются не более чем на 20%. При $E_d < 600 \cdot 10^8$ Н/м² модули деформации, оцениваемые по зависимостям с меньшими величинами a и b , несколько выше, а при $E_d > 6 \cdot 10^{10}$ — ниже соответствующих значений $E_{0\Sigma}$, определяемых по уравнениям с более высокими коэффициентами a и b .

Подобные же выводы можно сделать и на основании сопоставления корреляционных зависимостей для модулей E_y и E_d (см. табл. 18). По материалам, полученным в СССР, связь между указанными модулями описывается уравнением

$$\lg E_y = 1,2802 \lg E_d - 1,9383, \quad (90)$$

а по данным югославских исследователей [100, 107] — уравнением

$$\lg E_y = 1,387 \lg E_d - 2,473. \quad (91)$$

И здесь коэффициенты a и b по результатам югославских исследователей несколько выше, чем по данным работ, выполненных в СССР. Это приводит к тому, что при малых значениях E_d уравнение (91) несколько занижает, а при больших E_d — завышает по сравнению с выражением (90) значения модуля упругости. В диапазоне $10 \cdot 10^8 E_d < 400 \cdot 10^8$ Н/м² эти различия не превышают 10—18%.

Описанные выше особенности уравнений связи, полученных по данным статических опытов с различными схемами нагружения, могут быть в какой-то мере объяснены спецификой проявления остаточных и релаксационных деформаций в каждом из рассматриваемых случаев. Действительно, схема последовательного и многократного нагружения при различных ступенях нагрузки, применяемая, как правило, в СФРЮ [36, 100], способствует более интенсивному развитию остаточных и релаксационных деформаций по сравнению со схемой, используемой в СССР [23, 62, 81]. Это приводит к увеличению различия E_d и E_0 , а также E_d и E_y в относительно разгруженных породах. Причинами расхождения корреляционных графиков при больших значениях E_d , очевидно, являются погрешности в построении корреляционных графиков, а также некоторая условность их аппроксимации уравнениями типа (89).

Следует, однако, заметить, что, несмотря на значительное различие в параметрах корреляционных уравнений, рассмотренные выше зависимости в рабочем диапазоне изменения модуля E_d [от $(50 \div 100) \cdot 10^8$ до $(400 \div 500) \cdot 10^8$ Н/м²] позволяют получить достаточно близкие значения статических модулей. Последнее дает основание рекомендовать для использования в указанном диапазоне значений E_d обобщенные уравнения связи.

Влияние методики расчета статических параметров на значения коэффициентов a и b отчетливо проявляется и при сопоставлении корреляционных уравнений, соответствующих модулям деформации, вычисленным по различным циклам нагружения. Выше уже отмечалась общая (для различных типов пород) тенденция увеличения значений a и b при переходе от E_d к E_0 (см. рис. 46). Для получения количественных выводов рассмотрим результаты, полученные в Гидропроекте для карбонатных пород. Используя данные, приведенные в табл. 18, определим средние значения a и b для корреляционных уравнений, связывающих с модулем E_d величины $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_y (табл. 19).

Эти данные свидетельствуют о том, что с изменением вида статического модуля происходит закономерное изменение и

параметров корреляционного уравнения. В среднем при переходе от E_y последовательно к E_0 и $E_{0\Sigma}$ величина a возрастает на 6%, а значение b увеличивается на 22%. Переход от E_y к $E_{0\Sigma}$ вызывает общее увеличение a и b соответственно на 19 и 79%.

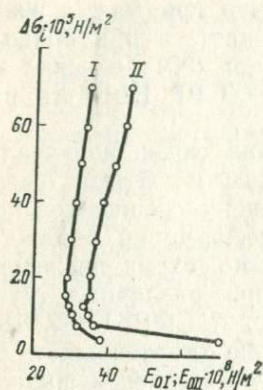


Рис. 47. Изменение модулей E_{0I} и E_{0II} в зависимости от уровня действующих напряжений $\Delta\sigma_i$ (по К. А. Тер-Микаэляну).
I, II — циклы нагружения

Таблица 19

Средние значения коэффициентов a и b корреляционного уравнения (89) для модулей $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_y карбонатных пород

Параметры уравнения $\lg E = a \lg E_d + b$	Коэффициенты	
	a	b
$E_{0\Sigma}$	1,5250	-3,4630
E_{0I}	1,4741	-3,2309
E_{0II}	1,3427	-2,3272
E_y	1,2802	-1,9383

Примечание. Модули имеют размерность 10^6 Н/м².

Влияние уровня действующих напряжений $\Delta\sigma$ проследим на основании анализов результатов изучения деформационных свойств на участках Ингурской и Токтогульской ГЭС. При этом оценим сначала изменение в зависимости от $\Delta\sigma$ статических модулей, а затем — изменение модулей E_d и соответствующих корреляционных графиков.

Для выявления закономерностей изменения статических модулей в зависимости от величины $\Delta\sigma$ были выполнены следующие операции.

По графикам деформации определены модули E_y и E_0 для различных значений σ_i , но при постоянной величине σ_0 , т. е. при различных значениях $\Delta\sigma_i = \sigma_i - \sigma_0$. По этим данным для каждого опыта построены графики изменения статических модулей в зависимости от величины $\Delta\sigma_i$. В качестве примера на рис. 47 изображены графики $E_0 = f(\Delta\sigma_i)$, полученные для пород участка Ингурской ГЭС [81].

По совокупности графиков $E_0 = f(\Delta\sigma_i)$ определено относительное изменение модуля $\frac{\Delta E_0}{E_{0H}} = \frac{E_{0\Sigma} - E_{0H}}{E_{0H}}$ в зависимости от

¹ Эта операция выполнена при обработке материалов статических исследований сотрудниками института Гидропроект и ВНИИГ К. Л. Тер-Микаэляном и А. Н. Никитиным.

«начального» значения E_{0H} для различных фиксированных значений $\Delta\sigma_i$. За величину E_{0H} принимались значения модулей при $\sigma_{01} = 10 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ и $\sigma_{02} = 80 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$.

Экспериментальные значения $\Delta E_0/E_{0H}$ при заданном уровне $\Delta\sigma_i$ были осреднены методом наименьших квадратов и построены



Рис. 48. Относительные изменения модуля деформации E_{0H} в зависимости от действующих напряжений σ и начального значения модуля E_{0H} (параметр кривых — E_{0H} в 10^6 Н/м^2). Начальное значение E_{0H} определено при $\sigma_{01} = 80 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ (а) и $\sigma_{02} = 10 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$ (б)

ны сводные графики $\frac{\Delta E_0}{E_{0H}} = f(E_H)$ (рис. 48). Характерная особенность этих графиков — их резкая зависимость от выбора величины σ_0 . При $\sigma_0 = 10 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$ экспериментальные точки наилучшим образом осредняются параболическими, а при $\sigma_0 = 80 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ — экспоненциальными кривыми (см. рис. 48).

На основании семейства кривых $\Delta E_0/E_{0H} = f(E_H)$, полученных при различных значениях σ_i , построены сводные графики $\Delta E_0/E_{0H} = \varphi(\sigma_i)$ для отдельных фиксированных значений E_{0H} . При этом оказалось, что в трехмерной системе координат σ_i , E_{0H} и $\Delta E_0/E_{0H}$ совокупность экспериментальных значений $\Delta E_0/E_{0H}$ описывается вполне четкими и устойчивыми зависимостями, которые в плоскости $\{\Delta E_0/E_{0H}, E_{0H}\}$ отображают степень относительного изменения модуля при заданном уровне σ_i от начальной величины E_{0H} , а в плоскости $\{\Delta E_0/E_{0H}, \sigma_i\}$ — относительное изменение модуля E_{0H} в зависимости от действующих напряжений (см. рис. 48).

Выполненный подобным образом анализ экспериментальных данных показал, что в общем случае относительные изменения модулей, связанные с изменением действующих напряжений, существенно зависят от начальных свойств исследуемой среды, характеризующихся величиной E_{0H} . Аналогичные выводы были сле-

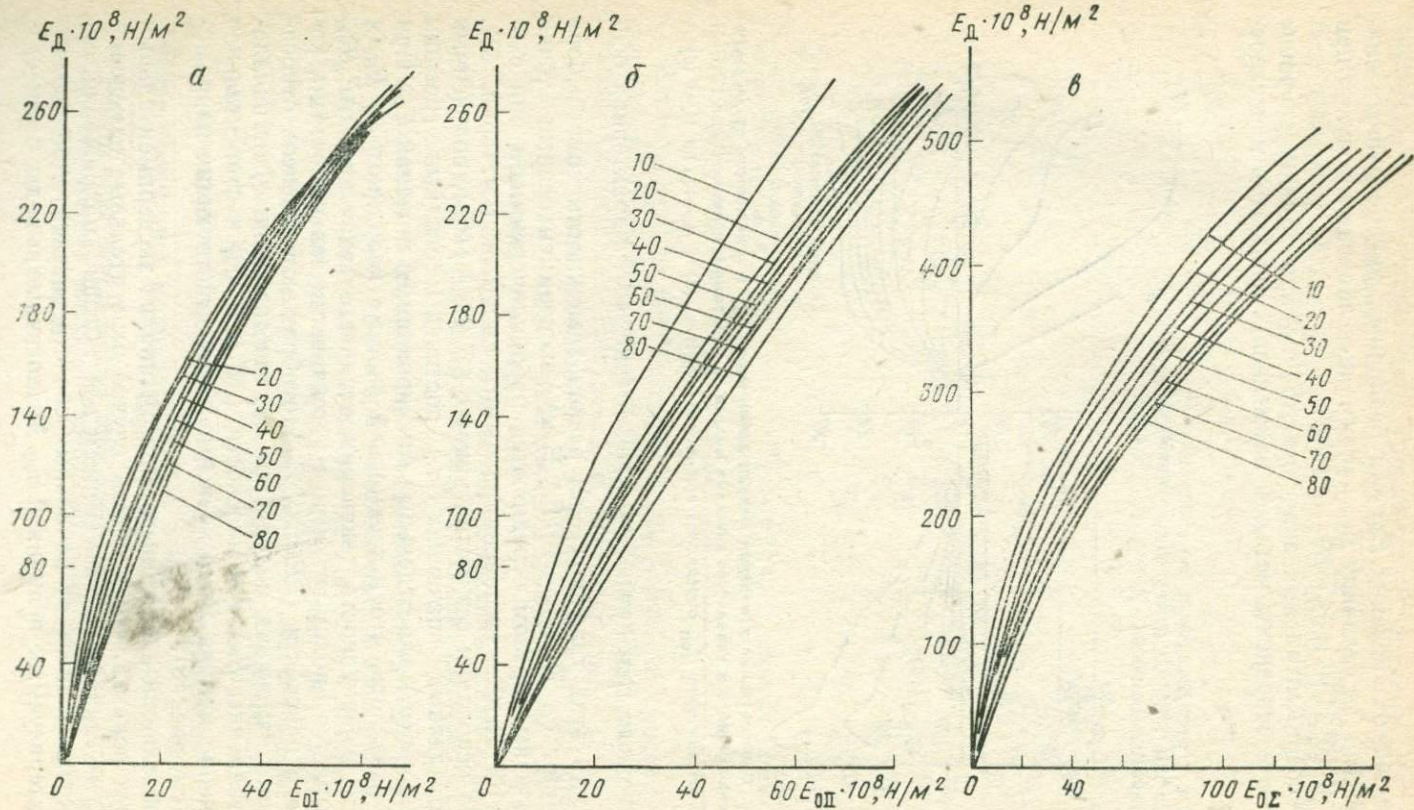


Рис. 49. Графики связи между модулями E_{0I} , E_{0II} , $E_{0\Sigma}$ и E_d при различной нагрузке определения E_0 .
 Известия: *а*, *б* — Ингурской ГЭС, *в* — Токтогульской ГЭС; параметр кривых — σ в $10^5 \text{H}/\text{M}^2$

ланы нами ранее и в отношении скоростей упругих волн, а следовательно, и динамических модулей упругости [75].

В то же время данные, полученные для модулей E_{0I} и E_{0II} и т. д., в отличие от результатов изучения изменения скоростей упругих волн [28, 75, 79] свидетельствуют о более сложном и своеобразном изменении статических модулей с давлением.

Так, например, в соответствии с рис. 49, обобщающем результаты опытных работ на Ингури, можно утверждать, что модуль деформации E_0 относительно сохранных пород (обладающих высоким начальным значением $E_{0н}$) с увеличением давления уменьшается, в то время как в более ослабленных породах (при $E_{0н} > (80 \div 100) \cdot 10^8$ Н/м²) он возрастает. Относительные изменения модуля E_{0I} для ингурских известняков в диапазоне $\sigma_i = (10-70) \cdot 10^5$ Н/м² и $20 < E_{0н} < 140 \cdot 10^8$ Н/м² находятся в пределах $\pm (20-40\%)$ (см. рис. 48). Приблизительно аналогично и в тех же пределах изменяется и модуль деформации ингурских известняков по второму циклу нагружения. В то же время для известняков участка Токтогульской ГЭС характерно плавное увеличение с ростом σ_i модуля E_0 на всем интервале изменения E_0 . По-видимому, в настоящее время трудно дать однозначную трактовку описанным выше закономерностям изменения модулей с давлением. Поэтому здесь лишь отметим, что во всех рассмотренных случаях максимальные отклонения модулей E_{0I} и E_{0II} от их начальных значений при изменении уровня напряжений от 10 до $100 \cdot 10^5$ Н/м² не превысили 40%, а в диапазоне $40 \cdot 10^5 \sigma_i < 100 \cdot 10^5$ Н/м² — 20—25%.

Аналогичным образом увеличивается и динамический модуль исследуемой среды [75, 79], однако количественно оценить эти изменения без специальных исследований трудно. Поэтому для оценки пределов возможной вариации связей между E_y , E_0 и E_d в зависимости от величины σ_i пренебрежем изменением динамического модуля упругости и установим отклонения корреляционных кривых только за счет изменения статических параметров. Поскольку производные статических и динамических модулей по давлению, как правило, имеют один и тот же знак, то в большинстве случаев подобная оценка, очевидно, будет соответствовать верхнему пределу отклонения исследуемых корреляционных связей. Значение максимально допустимых различий между однотипными отношениями модулей позволит оценить степень сопоставимости результатов исследований, полученных на различных объектах, и, следовательно, провести более объективное обобщение экспериментальных данных. На рис. 49 приведены построенные по описанной выше методике семейства графиков связи модулей E_0 , $E_{0\Sigma}$ и E_d для Ингурской и Токтогульской ГЭС. Параметрами этих графиков является максимальный уровень напряжений σ_i , при котором определялись статические модули. Судя по этим данным, отчетливо проявляется общая тенденция смещения графиков связи величин

E_{0I} и E_d в сторону графика $E_{0\Sigma}=f(E_d)$ при уменьшении σ_i , а зависимость между модулями E_{0II} и E_d приближается к зависимости $E_{0I}=f(E_d)$.

Характерно, что при этом происходит существенное изменение параметров корреляционных уравнений, описывающих свя-

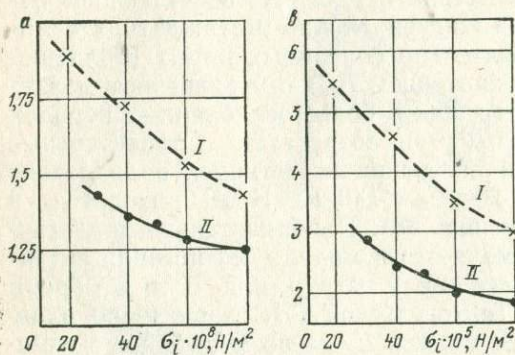


Рис. 50. Изменение коэффициентов a и b корреляционного уравнения (89) в зависимости от уровня напряжений σ_i при определении модулей деформации по первому (I) и второму (II) циклам нагружений (известняки Ингурской ГЭС)

зи между величинами E_{0I} , E_{0II} и E_d . Для ингурских известняков с уменьшением σ_i от $80 \cdot 10^5$ до $20 \cdot 10^5$ Н/м² коэффициент a увеличивается приблизительно на 30% для модуля E_{0I} и на 20% для модуля E_{0II} , параметр b возрастает для E_{0I} и E_{0II} приблизительно в 1,75—1,8 раза (рис. 50). Подобные же выводы можно сделать и на основании сопоставления зависимостей, характеризующих связи между модулями E_{0I} и E_d для песчаников района Усть-Илимской ГЭС (см. табл. 18).

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о существенном влиянии на параметры корреляционных уравнений связи между статическими и динамическими показателями деформируемости пород уровня действующих при статических опытах напряжений. Это необходимо учитывать при сопоставлении результатов, полученных различными исследователями.

Влияние на параметры корреляционных уравнений связи между статическими и динамическими показателями деформируемости типа исследуемых пород. Роль этого фактора проследим на основании сопоставления графиков связи величин $E_{0\Sigma}$ и E_d , а также соответствующих им корреляционных уравнений, полученных для различных типов пород, но при приблизительно одинаковых условиях определения статического модуля. В соответствии с данными табл. 20 используем для этих целей результаты, полученные для известняков Ингурской и Токтогульской ГЭС, карбонатных пород Касебского гидроузла, кристаллических сланцев и гнейсов гидроузла Кырджали, диоритов Зейской ГЭС, а также песчаников, алевролитов и аргиллитов Нурекской

Таблица 20

Сопоставление коэффициентов a и b корреляционного уравнения (89) для различных типов горных пород

Породы	Район исследований	$\sigma_{\max} \cdot 10^5, \text{ Н/м}^2$	a	b	$\frac{b}{a}$	$E_{0\Sigma} \cdot 10^8, \text{ Н/м}^2$	
						$E_{\text{д}} = 100 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$	$E_{\text{д}} = 500 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$
Известняки	Ингури	70—80	1,4902	—3,2965	2,212	14,3	157,1
»	Токтогул	72—95	1,5128	—3,3877	2,239	15,0	171,3
»	Касеб	72	1,5719	—3,7064	2,358	14,2	178,6
Кристаллические сланцы, гнейсы	Кырджали	40	1,6933	—4,4994	2,657	9,3	141,5
Диориты	Зея	50	1,8948	—5,2700	2,781	16,0	337,6
Песчаники, аргиллиты	Нурек	80	1,7892	—5,0816	2,840	7,3	130,3

ГЭС. На всех указанных объектах величину $E_{0\Sigma}$ определяли при уровне напряжений $\Delta\sigma_i \approx (60 \pm 20) \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ по приблизительно одинаковой методике (рис. 51).

При оценке сопоставимости зависимостей, полученных для различных типов пород, определим, насколько различаются модули $E_{0\Sigma}$, вычисляемые для фиксированных значений $E_{\text{д}}$, а также насколько близки параметры корреляционных уравнений a и b . Для удобства подобного сопоставления все исходные данные сведем в табл. 20. Согласно этим данным определяется четкая зависимость параметров корреляционных уравнений и вычисляемых по этим уравнениям значений $E_{0\Sigma}$ от типа исследуемых пород. Имеющихся материалов пока недостаточно для того, чтобы сделать какие-либо выводы относительно характера зависимости коэффициентов a и b от состава и литологии исследуемых пород. Однако зависимости, полученные для однотипных комплексов пород на различных объектах, по-видимому, характеризуются близкими значениями параметров корреляционных уравнений и соответственно близкими величинами модулей $E_{0\Sigma}$ для фиксированных значений $E_{\text{д}}$ (см. табл. 20).

Подобный факт наблюдается, в частности, при сопоставлении результатов изучения на различных объектах карбонатных пород; величина a меняется для этих пород в среднем на 2—3%, коэффициент b — на 5%, а вычисляемые по корреляционным зависимостям значения модуля $E_{0\Sigma}$ — не более чем на 7—8%. Близкими значениями параметров корреляционных уравнений,

а также и вычисляемых по этим уравнениям модулей $E_{0\Sigma}$ характеризуются также песчаники Нурекской ГЭС и гнейсы гидроузла Кырджали. Для этих пород $a=1,74$, $b \approx 4,79$, модули, вычисляемые по корреляционным уравнениям, отличаются от средних значений не более чем на 10—12%. В то же время значения $E_{0\Sigma}$, рассчитанные по зависимостям, полученным для известняков и диоритов, различаются при одних и тех же исходных величинах E_d до двух раз и более. Это указывает на необходимость раздельного определения корреляционных зависимостей для различных типов пород. Очевидно, лишь для близких по составу, генезису и условиям формирования геологических комплексов анализируемые корреляционные зависимости могут совпадать и в этих случаях имеет смысл определять общие или сводные зависимости между различными показателями деформируемости пород в их естественном залегании.

Влияние на связи между величинами E_0 и E_d масштаба исследований. При анализе корреляционных связей и обобщении полученных результатов важно знать, сохранится ли зависимость между статическими и динамическими параметрами, установленная в каком-либо одном масштабе исследований $W_{и}$, во всем интересующем нас диапазоне изменений W_i . Иначе говоря, существует ли зависимость $E_{0y}/E_d = f(W_i)$ и если существует, то насколько она сильна. Ответить на эти вопросы в настоящее время можно лишь на основании экспериментальных данных. В какой-то мере для этих целей могут быть использованы данные штамповых и прессиометрических исследований на участках Токтогульской и Зеленчукских ГЭС. При штамповых опытах на этих участках определялись корреляционные зависимости в масштабе $W_{шт} \approx 1,0 \text{ м}^3$, а при прессиометрии и ультразвуковых измерениях — в масштабе $W_{пр} \approx 10^{-2} \div 10 \text{ м}^3$, т. е. величина W_i менялась на 2—3 порядка. Полученные при этом графики связи приведены на рис. 33 и 45. Анализируя эти данные, следует отметить, что в общем не наблюдается какой-либо устойчивой зависимости корреляционных кривых от W_i : для токтогульских известняков график, полученный в «ультразвуковом» диапазоне (т. е. при $W \approx 10^{-2} - 10^{-3} \text{ м}^3$), расположен выше, а для песчано-алевролитовой толщи района Зеленчукских ГЭС — ниже соответствующего графика, определенного при $W_i = 1,0 \text{ м}^3$. В обоих случаях различие графиков, полученных при $W_{пр}$ и $W_{шт}$, не превышает 10—20%, что вполне может быть объяснено влиянием анизотропности изучаемых пород и различным уровнем $\Delta\sigma_i$ при штамповых и прессиометрических исследованиях. Таким образом, рассмотренные результаты свидетельствуют, что если зависимость корреляционных графиков от W_i и существует, то, очевидно, она не вызывает резких изменений отношения сопоставляемых величин. При существующей точности построения корреляционных кривых, по-видимому, можно не учитывать их «масштабной» зависимости и использовать дан-

ные, полученные в различных диапазонах W_i , для нахождения единой зависимости¹.

Влияние состояния исследуемых пород на зависимости между статическими и динамическими параметрами. Известно, что состояние пород в их естественном залегании существенным образом влияет на модули упругости и деформации этих пород [21, 47, 94 и др.]. В какой-то степени это влияние проявляется и в изменении отношения E_d/E_{0y} для одной и той же разности пород в зависимости от абсолютной величины E_d или E_0 , E_y . Важно знать, будет ли это изменение идентичным, если на свойства среды влияют различные причины, в частности, интенсивность трещиноватости и тип трещинного заполнителя и т. д.

Анализ теоретических выражений для E_d , E_y и E_0 свидетельствует о том, что изменение состояния изучаемых пород влияет на отношения E_d/E_y и E_d/E_0 главным образом через величины γ и χ и ΔS . С ростом γ , что, в частности, наблюдается при увлажнении горных пород, различие модулей увеличивается. Экспериментальные данные в целом подтверждают это.

Анализ формул (48) — (50') дает основание считать, что на различие модулей E_0 и E_d существенное влияние должны оказывать также величины v_0 , v_{\max} и скорость упругих волн или упругие свойства материала, заполняющего пустоты и трещины.

Таким образом, значительная совокупность факторов, характеризующих состояние пород *in situ* и их начальные (эталонные) свойства, оказывает влияние на соотношение величин E_0 и E_d . Чтобы более четко проследить степень воздействия на отношение E_0/E_d различных причин, рассмотрим данные, полученные для пород с существенно иными «начальными» или эталонными характеристиками, и, в частности, для пород, различающихся величинами v_{\max} , γ_0 , χ_0 , $E_{d\max}$ и $E_{0\max}$. В качестве первого приближения дифференциации горных пород по указанным характеристикам примем их разделение по типам и условиям образования, выделив в соответствии с выводами работы [15] группы осадочных, изверженных и метаморфических горных пород. Подобное же объединение по типам пород прослеживается и при анализе устанавливаемых корреляционных зависимостей (см. табл. 20 и рис. 46). Основываясь на изложенном выше, систематизируем полученный нами и опубликованный в литературе экспериментальный материал по связям между ста-

¹ Следует помнить, что указанный вывод сделан относительно параметров a и b корреляционного уравнения (89), а не самих деформационных характеристик, которые, как свидетельствуют экспериментальные и теоретические данные, могут существенно меняться в зависимости от масштаба измерений.

тическими и динамическими параметрами деформируемости, объединив корреляционные зависимости по указанным группам пород.

Обобщение данных о соотношениях между статическими и динамическими параметрами деформируемости осадочных горных пород

Учитывая подразделение осадочных пород, принятое в инженерной геологии и грунтоведении [15], при обобщении данных о соотношениях между статическими и динамическими показателями их деформируемости рассмотрим отдельно результаты, полученные для химических (биохимических) и обломочных пылеватых и глинистых сцементированных образований. Осадочные карбонатные породы

Помимо описанных выше результатов изучения деформируемости известняков и доломитизированных известняков на участках Ингурской и Токтогульской ГЭС сопоставимые данные в Гидропроекте получены и для известняков района Чиркейской ГЭС, а также битуминозных известняков, слагающих район гидроузла Касеб [77]. Значительный объем информации о связях между статическими и динамическими модулями карбонатных пород получен также зарубежными и особенно югославскими исследователями [36, 100, 107]. Рассмотрим эти данные.

Меловые известняки района Чиркейской ГЭС

(СССР). Слои известняка мощностью 0,2—0,3 м чередуются с глинисто-мергелистыми прослоями. Известняки скрытокристаллические, плотные, слаботрещинчатые. Деформационные свойства определялись ВНИИГом [23, 62]. Использовались круглые жесткие штампы диаметром около 1 м и гибкие штампы площадью 0,5 м². Величина σ_{\max} равнялась $100 \cdot 10^5$ Н/м². Модуль деформации вычислен по первому и второму циклам. Выполнено несколько десятков опытов на штампах.

Связи между модулями E_{0I} , E_{0II} и E_d были установлены методом косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{ну}^* \rightarrow E_d$. Они характеризуются резко различными количественными соотношениями между сравниваемыми величинами при деформировании пород параллельно слоистости и перпендикулярно к ней [52]. Полученные при этом корреляционные уравнения приведены в табл. 18, а соответствующие им графики связи — на рис. 52.

Карбонатные породы Касебского гидроузла (Тунис). Изучены эоценовые массивные битуминозные известняки, чередующиеся с пластами слоистых сланцеподобных мергелистых или глинистых известняков меньшей мощности. Статические определения выполнены в штольнях. Применялись круглые гибкие штампы диаметром 0,8 м. Величина $\sigma_{\max} =$

$=72 \cdot 10^5$ Н/м². Модуль E_0 определялся по первому и второму циклам. Выполнено примерно 18 опытов¹.

Зависимости между величинами E_0 и E_d установлены методом косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{ny}^* \rightarrow E_d$. Корреляционные кривые для первого и второго циклов, построенные по данным работы [77], приведены на рис. 53.

Триасовые известняки ГЭС Мратинье (Югославия) [100]. Известняки трещиноватые, карстующиеся, с глинистым трещинным заполнителем. Статические определения деформационных свойств выполнены прессиометрическим методом (дилатометрами) и методом гидравлических подушек (штампов, диаметр штампа 2 м). Величина $\sigma_{max} = 60 \cdot 10^5$ Н/м². Выполнено 16 опытов.

Динамические параметры определялись микросейсмическим методом при базе измерений 3—4 м. Полученная при этом корреляционная зависимость между величинами v_p , E_0 и E_y , согласно работе [95], приведена на рис. 54.

Известняки района ГЭС Грончарево (Югославия). [111]. Статические модули определялись с помощью гидравлических подушек диаметром около 2 м. Динамические параметры находили «полярным» методом на основании сейсмического «просвечивания» деформируемого объема породы. Получен ряд сопоставимых значений $E_{0\Sigma}$ и E_d , которые хорошо согласуются с общей кривой.

Известняки различных районов Югославии [36, 107]. Большинство сопоставимых результатов получено в результате применения для статических определений щелевых гидравлических подушек, а для измерения динамических параметров — полярного метода. Общая схема нагружения при статических испытаниях приведена на рис. 55. Максимальные значения $\sigma_{max} = 50 \cdot 10^5$ Н/м². Величина $E_{0\Sigma}$ определялась при трех циклах нагружения. Выполнено большое число совместных определений статических и динамических параметров. Полученные при этом корреляционные зависимости представлены на рис. 56.

Менее полные сведения о связи статических и динамических показателей деформируемости приводятся в работах [111, 124, 125]. Эти данные приведены в табл. 21. Здесь же указаны способы и условия определения статических и динамических модулей. Совокупность всех имеющихся сопоставимых величин E_0 , E_y и E_d представлена на рис. 57 и 58.

Анализируя эти результаты, можно видеть, что основные различия корреляционных зависимостей для карбонатных пород связаны с условиями определения статических модулей. Так, для модуля E_y , который разными исследователями определяется

¹ Статические исследования выполнены под руководством Д. Д. Сапегина (ВНИИГ).

Таблица 21

Динамические и статические показатели деформируемости карбонатных пород различных районов мира

Породы	Район исследования	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Известняки	Польша	Штампы (площадь = 2,0 м ²)	30	82	—	200	[124]
	Гидроузел Адигюзель (Турция)	Штампы (площадь = 707 см ²)	70	82,6	16,5	209	[125]
				80,9	11,1	265	
			56,5	8,0	199		
			51,8	7,45	173		
	Арен (Франция)	Штампы	—	—	135	400	[111]
Мергелистый известняк	Иснахар (Испания)	Штампы (диаметр 1,13 м)	60	103—173	—	145—400	[111]
				52—99	—	175—225	
Доломит	Вуглан (Франция)	Штампы	220	—	90—190	280—540	[111]
Известняк	Лимберг (Австрия)	Штампы	26	—	40—150	210—536	[110]
	Вал Галина (Италия)	Гидравлическое кольцо	15	—	25—50	185	[110]
				—	39	175	
	Вайонт (Италия)	Гидравлическое кольцо	4—40	—	40—50	330—460	[110]
			—	120	314—400		
	Мэй (Италия)	Гидравлическое кольцо	20	—	85	310	[110]
				—	65	260	

Породы	Район исследования	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Известняк	Федейя (Италия)	Гидравлическое кольцо	25	—	75	390	[110]
	60	—	150				
	120	—	300				
	20	—	60				
	80	—	250				
	90	—	250				
	—	5	40				
	—	15	41				
	—	50	300				
—	40	280					
Известняк	Чифлик (СФРЮ)	Гидравлические подушки	≈ 40	65	30	100	[101]
				115	60	200	
				160	95	300	
				215	140	400	
				270	195	500	

Примечание. Динамический модуль определен сейсмическими методами.

Рис. 52

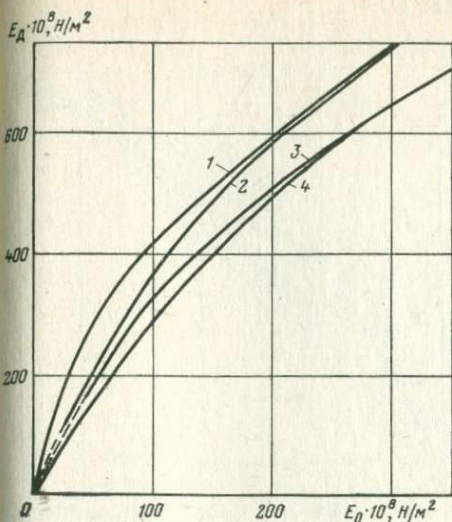


Рис. 53

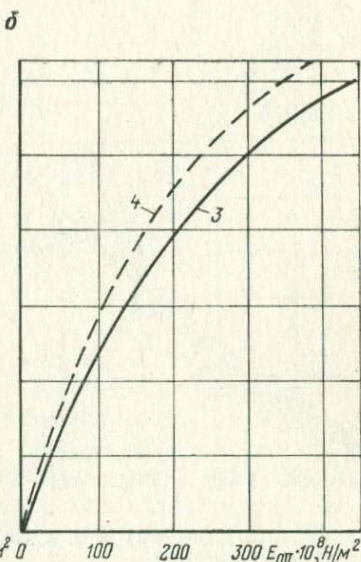
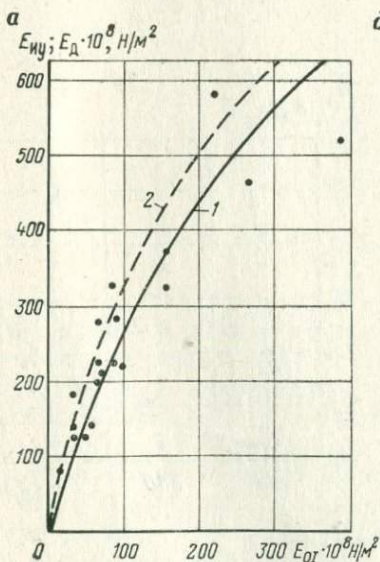


Рис. 52. График связи между модулями E_0 и E_D для известняков Чиркейской ГЭС при нагружении пород перпендикулярно (графики 1, 3) к слоистости и параллельно (графики 2, 4) ей.

Цикл нагружения: 1, 2 — первый; 3, 4 — второй

Рис. 53. Графики связи между модулями E_{0I} , $E_{нy}$, E_D (а) и E_{0II} , $E_{нy}$, E_D (б) для известняков Касебского гидроузла.

1 — $E_{0I} = f(E_{нy})$; 2 — $E_{0I} = f(E_D)$; 3 — $E_{0II} = f(E_{нy})$; 4 — $E_{0II} = f(E_D)$. Точками обозначены экспериментальные данные

Рис. 54. Графики связи между величинами $E_{0\Sigma}$, E_y и v_p для известняков плотины Мратинье [100].

1 — $E_{0\Sigma} = f(v_p)$; 2 — $E_y = f(v_p)$. Точками и крестиками обозначены экспериментальные данные

Рис. 54.

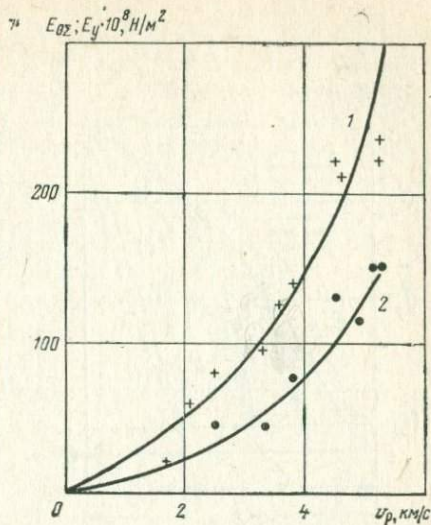


Рис. 57

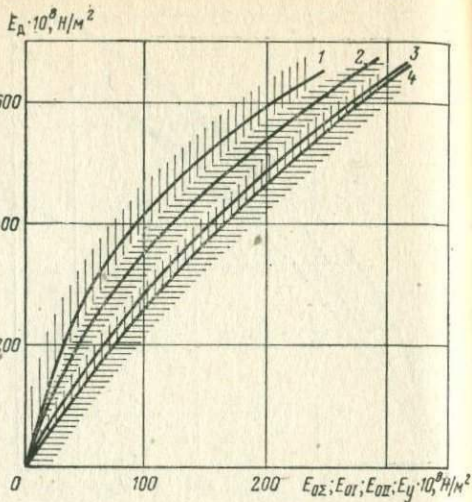


Рис. 55

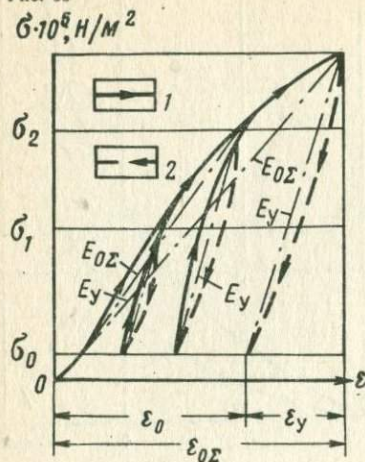


Рис. 56

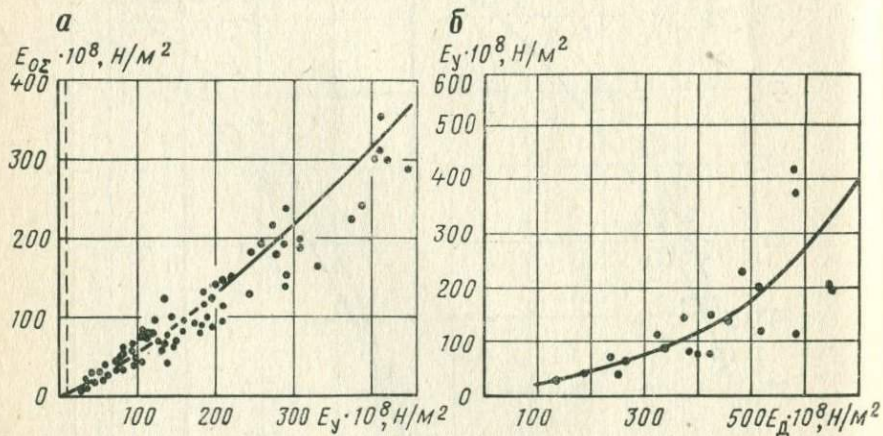


Рис. 55. Схема нагружения по Б. Д. Куянджичу [36].
1 — нагрузка; 2 — разгрузка

Рис. 56. График связи между модулями $E_{0\Sigma}$, E_y (а) и E_y , E_d (б) по Б. Д. Куянджичу [36, 107].

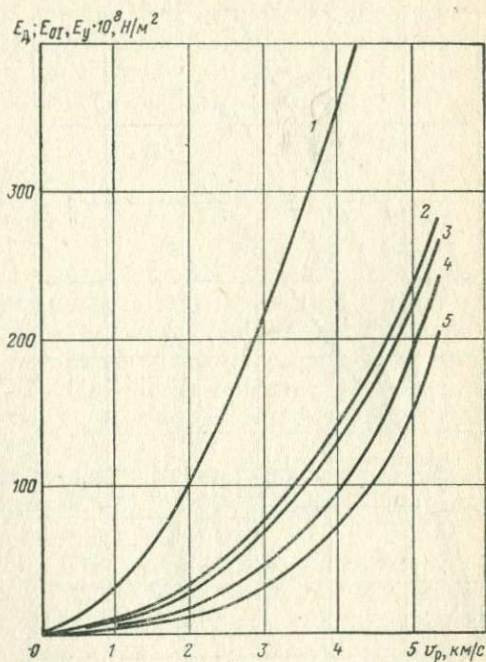
Точками обозначены экспериментальные данные

Рис. 57. Обобщенные графики связи между модулями E_d , $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_y для карбонатных пород.

1 — $E_d = f(E_{0\Sigma})$; 2 — $E_d = f(E_{0I})$; 3 — $E_d = f(E_{0II})$; 4 — $E_d = f(E_y)$. Заштрихованы области возможных отклонений сравниваемых значений модулей

довольно однотипно [100, 111, 125], наблюдается хорошая сходимость данных, полученных на различных объектах. Для модуля E_0 , как отмечалось выше, сходимость результатов несколько меньшая, однако наблюдаемые расхождения экспериментальных данных могут быть вполне объяснены особенностями мето-

Рис. 58. Обобщенные графики связи между величинами v_p , E_d , E_{0I} , E_{0II} и E_y для карбонатных пород.
 1 — $E_d = f(v_p)$; 2 — $E_y = f(v_p)$;
 3 — $E_{0II} = f(v_p)$; 4 — $E_{0I} = f(v_p)$;
 5 — $E_{0\Sigma} = f(v_p)$



дики проведения статических опытов и, в частности, различным уровнем создаваемых статических напряжений. Корреляционные зависимости, полученные при близких условиях определения E_0 , совпадают также вполне удовлетворительно. Это дает основание считать, что обобщенные кривые, приведенные на рис. 57, 58, с достаточной степенью надежности справедливы для характеристики связи статических и динамических параметров деформируемости любых карбонатных пород, если модуль E_0 определяется в диапазоне нагрузок от нуля до $(50 \div 100) \cdot 10^5$ Н/м², и их можно рекомендовать для практического использования.

Обломочные, пылеватые и глинистые
сцементированные породы

Примеры определения корреляционных зависимостей между статическими и динамическими показателями деформируемости рассматриваемой группы пород приведены в гл. 2 третьей части

Рис. 59. Обобщенные графики связи между модулями E_D , E_{0I} , E_{0II} и $E_{0\Sigma}$ для обломочных, пылеватых и глинистых сцементированных осадочных пород различных районов мира.

$I - E_{0I} = f(E_D)$; $II - E_{0II} = f(E_D)$; $III - E_{0\Sigma} = f(E_D)$; $I-II$ — песчаники и алевролиты Нурекской ГЭС; III — песчаники и алевролиты Зеленчукских ГЭС; 1 — песчаники Дангары (СССР); 2 — песчаники Латвия (Иран); 3 — песчаник Камбабе (Ангола); 4 — граувакки (СССР); 5 — шальгштейн (Япония); 6 — конгломерат (Италия)

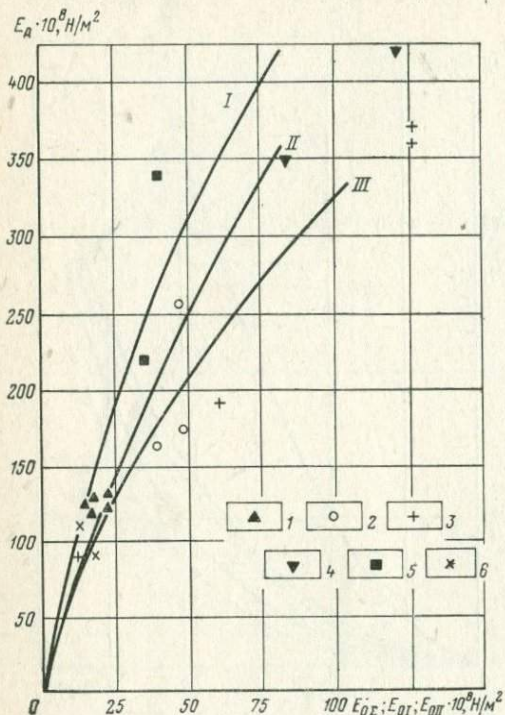
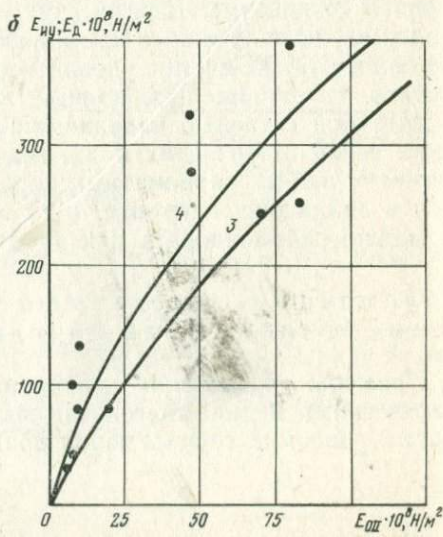
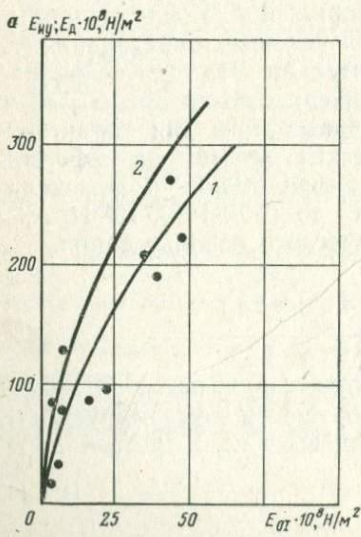
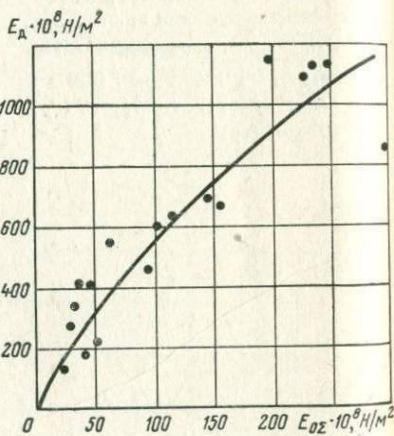


Рис. 60. График связи между модулями $E_{0\Sigma}$ и E_D для пород (амфиболитов) гидроузла Далешнице (ЧССР). Точками обозначены экспериментальные данные



работы. Помимо описанных материалов в табл. 22 приведены результаты единичных парных определений модулей E_d и E_0 в различных районах мира. Малочисленность имеющихся данных не позволяет пока сделать четких выводов относительно общности устанавливаемых различными исследователями соотношений между модулями E_d и E_0 для рассматриваемого типа пород. Сводный график связи этих параметров (рис. 59) свидетельствует, что здесь, по-видимому, могут наблюдаться значительные вариации отношения E_d/E_0 в зависимости от локальных особенностей исследуемой породы, условий нагружения и т. п.

*Обобщенные связи
между величинами ν_p , E_d , E_y и E_0
для метаморфических горных пород*

Мигматиты района гидроузла Далешнице [13]. Основными компонентами этих пород являются кварц и калиевый полевой шпат. Статические испытания выполнены методом штампов. Использовались бетонные штампы площадью около $0,5 \text{ м}^2$. Величина $\sigma_{\max} = 82 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Динамические определения упругих свойств получены по результатам микросейсмических исследований в горных выработках.

Связь между E_0 и E_d установлена методом косвенной корреляции $E_0 \rightarrow E_{ny} \rightarrow E_d$. Полученный при этом график приведен на рис. 60.

Ортосланцы и сланцы участка Саяно-Шушенской ГЭС¹. Породы крепкие, массивные, но сильно трещиноватые. Представлены преимущественно паросланцами амфиболито-эпидото-кварцевого состава и ортосланцами плато-эпидото-амфиболитового состава. Статические определения выполнены методом штампов с применением жестких квадратных штампов площадью $100 \times 100 \text{ см}^2$. Максимальное значение σ_{\max} равнялось $80 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Выполнено примерно 51 определение. Величина E_0 определялась по первому и по второму циклам (см. рис. 51). Динамические свойства пород оценивались на основании сейсмоакустических исследований в штольнях и на опытных площадках. Полученные корреляционные зависимости между величинами E_d , E_0 и E_y представлены на рис. 61.

Хлоритовые сланцы района Андижанской плотины. Статические определения выполнены с примени-

¹ Работа выполнена Ленинградским отделением института Гидропроект.

Рис. 61. Графики связи между модулями E_{0I} , E_{ny} , E_d (а) и E_{0II} , E_{ny} , E_d (б) для пород Саяно-Шушенской ГЭС.

1 — $E_{0I} = f(E_{ny})$; 2 — $E_{0I} = f(E_d)$; 3 — $E_{0II} = f(E_{ny})$; 4 — $E_{0II} = f(E_d)$. Точками обозначены экспериментальные данные

Таблица 22

Динамические и статические показатели деформируемости обломочных, пылеватых и глинистых цементированных осадочных пород различных районов мира

Породы	Район исследований	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^5, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Песчаники полимиктовые, кварцевые	Дангара (СССР)	Штампы площадь 1 м ²	—	—	22,6	126 130 127 124 119	По данным Н. В. Шаньгина (Ленгидропроект)
Песчаники трещиноватые, глинистые	Латиян (Иран)	Штампы	135	—	48	177 254 164	[111]
Песчаники	Камбабе (Ангола)	Штампы	20	—	35—86 105—145 105—145 12	190 340—380 340—400 90	[111]
Песчаники с прослойками алевролита и алевролит	Могилев — Подольская ГЭС (СССР)	Штампы	15	—	—	—	По данным Л. Д. Лавровой (Гидропроект)
Конгломерат трещиноватый	Пертусилло (Италия)	Гидравлическая камера давления	12	—	13 18	73—150 73—110	[110]
Песчаник	Пертусилло (Италия)	Гидравлическая камера давления	15	—	20	250	[110]

Продолжение табл. 22

Породы	Район исследований	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^5, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Кварцевый конгломерат	Сетана (Тасмания)	Штампы	70	—	30	50—250	[100]
Граувакка	Чехословакия	Штампы	—	—	80—120	350—420	[102]
Шальштейн	Япония	Штампы	—	—	35—40	220—350	[111]
Песчаник (палеозойский)	Япония	Штампы	—	355 320 250 80 75	— — — — —	445 425 345 50 30	[97]
Конгломерат (третичный)	Япония	Штампы	—	100 100 100 30 25	— — — — —	190 150 170 60 30	[97]
Аркозовый песчаник	Япония	Штампы	50—60	—	12—31	50—100	[111]

Примечание. Динамический модуль определен сейсмическими методами.

Рис. 62

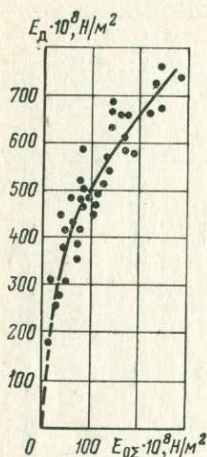


Рис. 63

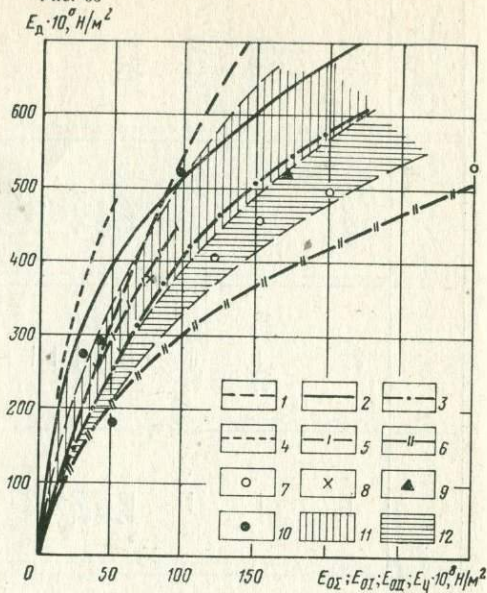


Рис. 64

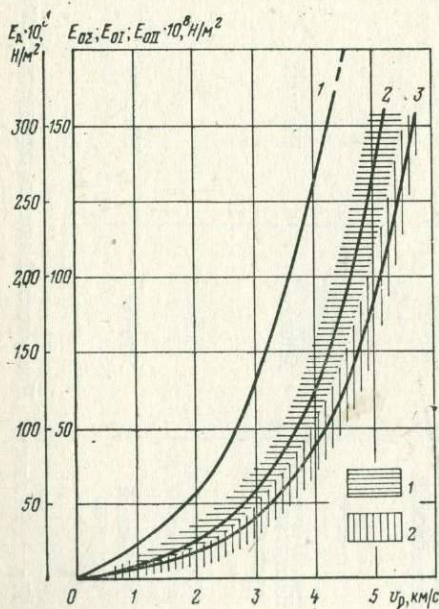


Рис. 62. Графики связи между модулями $E_{0\Sigma}$ и E_d для хлоритовых и метаморфических сланцев и песчаников [88]. Точками обозначены экспериментальные данные

Рис. 63. Сводные графики связи между модулями E_d , $E_{0\Sigma}$, E_{0I} , E_{0II} и E_y для метаморфических пород различных районов мира.

Графики связи для следующих пород: 1 — мигматитов Далешнице (ЧССР), $E_{0\Sigma} = f(E_d)$; 2 — сланцев (СССР, Узбекистан), $E_{0\Sigma} = f(E_d)$; 3 — гнейсов и кристаллических сланцев гидроузла Кырджали (НРБ), $E_{0\Sigma} = f(E_d)$; 4, 5 — кристаллов ГЭС Джердап (4 — $E_{0\Sigma} = f(E_d)$; 5 — $E_y = f(E_d)$); 6 — метаморфических пород различных районов Европы [97], $E_y = f(E_d)$; единичные определения: 7 — для гнейсов и сланцев Плас Мулеп (Италия), 8 — для гнейсов Морроу Пойнт (США), 9 — для известнякового сланца (Австрия), 10 — для гнейсов и сланцев (Франция); область наиболее вероятных значений; 11 — $E_d/E_{0\Sigma}$ и E_d/E_{0I} , 12 — E_d/E_{0II} и E_d/E_y

Рис. 64. Сводные графики связи между величинами E_d , E_{0II} , E_{0I} , $E_{0\Sigma}$ и ν_r для метаморфических горных пород. 1 — $E_d = f(\nu_r)$; 2 — $E_{y,0II} = f(\nu_r)$; 3 — $E_{0I,0\Sigma} = f(\nu_r)$. Заштрихованы области наиболее вероятных значений модулей

ем жестких штампов размером $0,9 \times 1,1 \text{ м}^2$, величина $\sigma_{\max} = 40 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$.

Динамические параметры получены в результате ультразвуковых исследований в шпурах, пробуренных под штампами. Связь между модулями E_d и E_0 , установленная методом прямой корреляции¹, приведена на рис. 62.

Данные о связи между статическими и динамическими показателями деформируемости метаморфических горных пород приводятся также в ряде других работ советских и зарубежных исследователей [88, 97, 99, 119 и др.]. Сводка подобных соотношений для случаев, когда достаточно четко определены условия выбора сопоставимых величин, приведена в табл. 23. Сопоставление результатов различных исследований в графическом виде представлено на рис. 63 и 64, где выделены зоны наиболее вероятных значений статических модулей E_0 и E_y для заданных величин динамического модуля E_d и скорости v_p .

*Обобщение данных
по связям между статическими
и динамическими показателями деформируемости
для изверженных горных пород*

Диориты участка Зейской ГЭС. Породы среднезернистые, частично катаклазированные, крепкие, в массиве — трещиноватые.

Статические определения выполнены методом штампов в двух камерах (12 опытов). Применялись круглые штампы площадью около $0,5 \text{ м}^2$. Величина $\sigma_{\max} = 50 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Динамические параметры получены по результатам сейсмоакустических исследований в шпурах (под штампами)². Сопоставимые значения E_d , E_0 и E_y , найденные методами прямой и косвенной корреляции, представлены на рис. 65.

Биотитовые граниты участка Могилев-Подольской ГЭС. Породы средне- и мелкозернистые с редким включением пегматитовых тел, крепкие, в массиве слаботрещиноватые. Статические определения выполнены с использованием жестких штампов размером $0,9 \times 1,1 \text{ м}^2$. Выполнено десять опытов.³ Величина $\sigma_{\max} = 30 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Динамические характеристики пород *in situ* установлены в результате сейсмических и ультразвуковых исследований в штольне⁴. Сопоставимые значения E_d и E_0 приведены в табл. 24.

¹ Работа выполнена МИСИ им. Куйбышева под руководством С. Б. Ухова [88].

² Работы выполнены Ленгидропроектом.

³ Работы выполнены Укргидропроектом под руководством Б. Д. Зелеского.

⁴ Исследования проведены в Гидропроекте под руководством Л. Д. Лагровой.

Порода	Район исследования	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Сланец	Аррен (Франция)	Штампы	—	—	50	125—180	[111]
Гнейс	Сан Жан дю Гар (Франция)	Штампы	80	—	42 30 96	290 275 620	[111]
Сланец известковый	Прутц (Австрия)	Радиальный процесс	57	—	170	510	[111, 122]
Сланец хлоритовый	Узбекистан (СССР)	Штампы	40	—	300 200 150 400	525 485 450 120	[126]
Гнейс	Морроу Пойнт (США)	Штампы	42	—	159 77 128	218 372 169	[111]
	Чехословакия	Штампы	65—72	—	6,8	65—72	[102, 111]
Сланец глинистый	Чехословакия	Штампы	65—72	—	6,8	80—118	[102, 111]
Милонит	Берегард (Италия)	Гидравлическая камера	30 20	—	180 40—70	850 95—220	[110]
Гнейс слюдястый	Гвоаретто (Италия)	Гидравлическая камера	30	—	215	850	[110]

Продолжение табл. 23

Порода	Район исследования	Статические испытания	$\sigma \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_y \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_0 \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	$E_d \cdot 10^8, \text{Н/м}^2$	Литературный источник
Сланец порфириновый	Миларгия (Сардиния)	Гидравлическая камера	12	—	20	250	[110]
Сланец глинистый	Фестиног (Великобритания)	Гидравлическая камера	35	—	190	465—675	[110]
Сланец гнейсовый	Различные районы мира	Штампы	—	290 290 260 110 50 70 80 100 40	— — — — — — — — —	490 365 400 220 120 190 160 190 120	[97]
Гнейс	Различные районы мира	Штампы	—	10 430 325 240 50 70	— — — — — —	60 580 500 370 200 120	[97]

Примечание. Динамический модуль определен сейсмическими методами.

Динамические и статические показатели деформируемости изверженных пород различных районов мира

Порода	Район исследования	Статистические испытания	$\sigma \cdot 10^5$, Н/м ²	$E_v \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_o \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	Литературный источник
Гранит	Сускеда (Испания)	Штампы	160	—	72	160	[111]
Гранулит трещиноватый	Чехословакия	Штампы	—	—	13,8—37	90—130	[102, 111]
Кварцевый диорит	Чехословакия	Штампы	—	—	83—120	374—464	[102, 111]
Гранодиорит	Япония	Штампы	20	—	15—85	80—230	[111]
Андезит	Япония	Штампы	60	—	48—100	200—350	[111]
Кварцевый порфирит	Италия	Гидравлические камеры	30	—	60	320	[111]
Гранит	Различные районы мира	Штампы, гидравлические камеры	—	130	—	240	[97]
				365	—	570	
				490	—	600	
				500	—	580	
				380	—	560	
				450	—	600	
				80	—	195	
				120	—	250	

Продолжение табл. 24

Порода	Район исследования	Статистические испытания	$\sigma \cdot 10^5$, Н/м ²	$E_v \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_o \cdot 10^8$, Н/м ²	$E_d \cdot 10^8$, Н/м ²	Литературный источник
Гранит	Различные районы мира	Штампы, гидравлические камеры	—	90	—	260	[97]
				110	—	280	
				150	—	310	
				140	—	230	
				130	—	300	
				130	—	230	
				100	—	200	
				110	—	110	
Гранит и порфирит	Различные районы мира	Штампы	—	30	—	190	[97]
				40	—	150	
				305	—	400	
				360	—	480	
Кристаллофиолит	Различные районы мира	Штампы	—	50	—	160	[97]
				30	—	60	
				50	—	160	
				110	—	330	
				100	—	240	
				40	—	132	
				190	—	300	
Биотитовый гранит	Могилев-Подольская ГЭС (СССР)	Штампы	30	280	220	440	По данным Л. Д. Лавровой, Б. Д. Зеленского
				180	175	330	
				220	195	520	
				534	205	—	

Примечание. Динамический модуль определен сейсмическими методами.

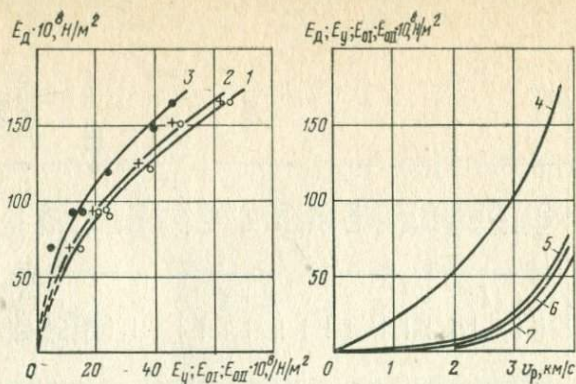


Рис. 65. Графики связи между величинами E_D , E_y , E_{0I} , E_{0II} (а) и E_D , E_y , E_{0I} , E_{0II} , v_p (б) для пород Зейской ГЭС.

1 — $E_y = f(E_D)$; 2 — $E_{0I} = f(E_D)$; 3 — $E_{0II} = f(E_D)$; 4 — $E_D = f(v_p)$; 5 — $E_y = f(v_p)$; 6 — $E_{0I} = f(v_p)$; 7 — $E_{0II} = f(v_p)$. Точками, кружочками и крестиками обозначены экспериментальные данные

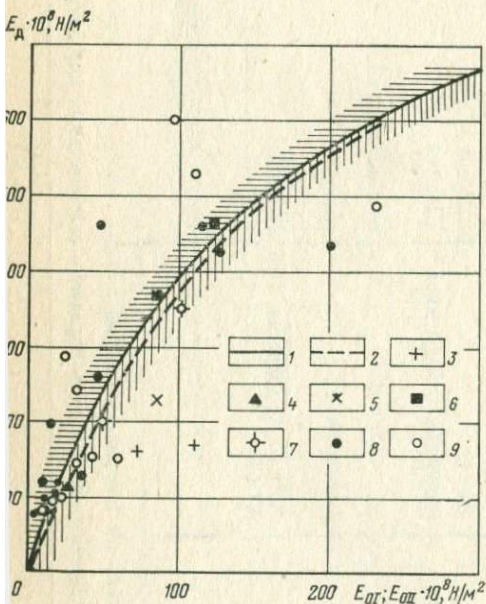


Рис. 66. Сводные графики связи между модулями E_D , E_{0I} и E_{0II} для изверженных пород различных районов мира.

1 — $E_{0I} = f(E_D)$; 2 — $E_{0II} = f(E_D)$; 3 — граниты Суснеда (Испания); 4 — гранулиты (Япония); 5 — гранодиориты (Япония); 6 — диориты (ЧССР); 7 — андезиты (Япония); 8 — диабазы (СССР, Усть-Илим); 9 — диориты (СССР, Зейская ГЭС). Заштрихованы области наиболее вероятных значений модулей

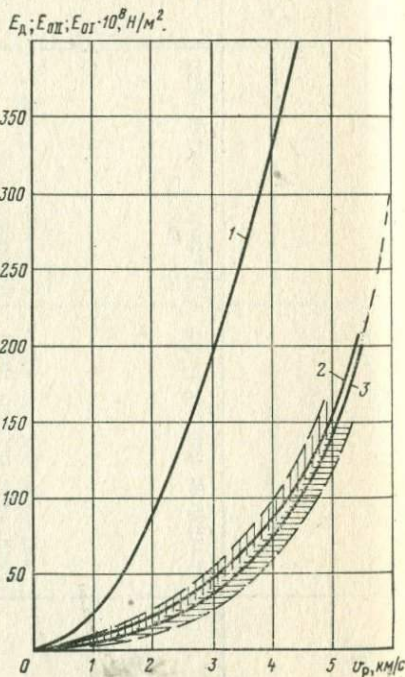


Рис. 67. Сводные графики связи между величинами E_D , E_{0II} , E_{0I} и v_p для изверженных горных пород.

1 — $E_D = f(v_p)$; 2 — $E_{0II} = f(v_p)$; 3 — $E_{0I} = f(v_p)$. Заштрихованы области наиболее вероятных значений модулей

Значительный объем информации о соотношениях между динамическими и статическими показателями деформируемости изверженных пород приведен в работах зарубежных исследователей и особенно в работе М. Болло [97].

Полные сведения о соотношении величин E_d и E_0 для изверженных пород различных районов мира приведены также в работах Х. Линка [110, 111]. Сводка этих материалов, дополненная результатами работ советских исследователей, дана в табл. 24.

Обобщенные графики связи между модулями E_d , E_y и E_0 для изверженных горных пород представлены на рис. 66 и 67.

Глава 4

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ИЗМЕНЕНИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД, УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методы оценки деформационных свойств скальных горных массивов сейсмоакустическими методами, изложенные выше, находят все большее применение в практике изысканий под крупные гидротехнические сооружения [41, 69, 84, 91]. Благодаря применению этих методов в институте Гидропроект накоплен обширный экспериментальный материал, на основании обобщения и анализа которого установлены определенные закономерности в изменении деформационных показателей горных пород в приповерхностной части земной коры. Многие из указанных закономерностей являются характерными и общими для различных горных массивов, и поэтому их выявление представляет научную и практическую ценность. В главе на примерах конкретных объектов рассмотрены особенности изменения скоростей упругих волн и модуля деформации в горных массивах и проиллюстрирована эффективность применения сейсмоакустического метода для изучения деформационных свойств скальных горных пород в их естественном залегании.

Общие особенности пространственной изменчивости деформационных свойств пород в горных массивах

Особенности пространственной изменчивости деформационных параметров пород в горных массивах наиболее четко выявляются в результате общей схематизации строения этих масси-

вов и построения соответствующих схем или моделей деформационных свойств [18, 56].

В качестве примера такой схематизации на рис. 71 и 72 приведены фрагменты модели деформационных свойств пород участка Ингурской арочной плотины, построенной по данным

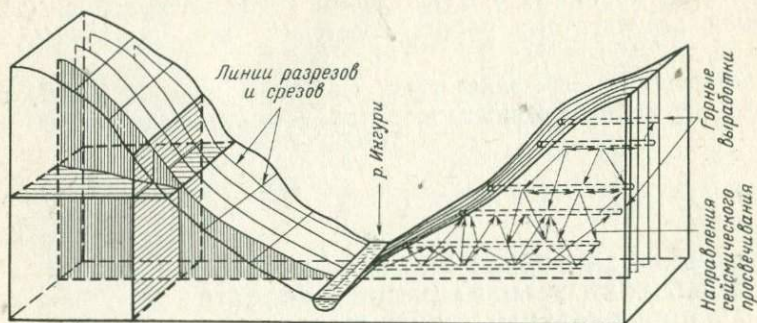


Рис. 68. Блок-диаграмма исследуемого участка в районе Ингурской ГЭС.

сейсмических и инженерно-геологических исследований [76]. В модели представлен участок земной коры, непосредственно воспринимающий нагрузки от арочной плотины. Его длина — около 1,2 км, ширина — порядка 200 м и глубина — приблизительно 500 м (рис. 68). Особенности строения участка первоначально отображены в виде детерминированной пространственной картины распределения скоростей продольных волн v_p , графическое изображение которой дано на ортогональной системе разрезов и срезов в изолиниях унифицированных значений v_p (рис. 67—70). Линейные размеры основных структурных элементов сооружения, применительно к которому построена рассматриваемая модель, составляют 60—80 м. В качестве наиболее мелких элементов неоднородности массива, отображенных в модели, как самостоятельные структурные единицы приняты блоки, площадь которых приблизительно в 6—10 раз меньше площади элементов сооружения. Это позволяет считать каждый элемент модели квазиоднородным (см. гл. 2 первой части). Для выделения и характеристики свойств этих «квазиоднородных» блоков использованы упругие колебания с длиной волны $\lambda \approx 40$ м; скорости их распространения измерены на базе $l \approx 30$ м. Значения v_p определены по данным профилирования в горных выработках и просвечивания целиков между выработками. Общая схема изучения массива представлена на рис. 68. Интерпретация полученной при этом совокупности значений v_p выполнена путем последовательного построения разрезов в изолиниях скоростей как между отдельными выработками, так и системой выработок, расположенных в одной плоскости.

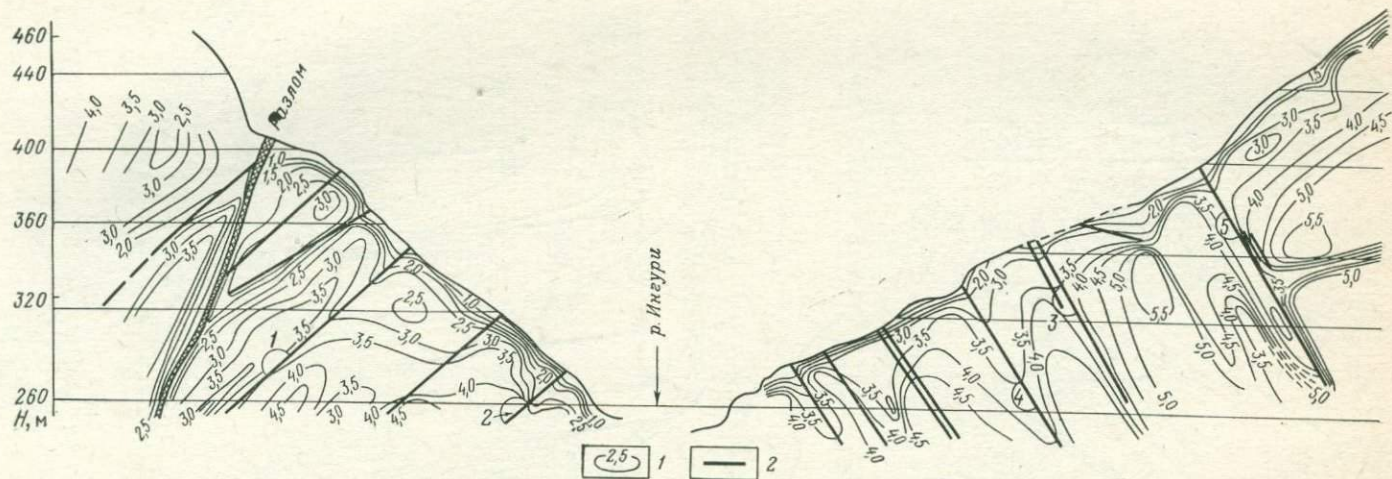


Рис. 69. Схема изменения скоростей продольных волн v_p в массиве пород на участке Ингурской ГЭС (разрез по оси дренажных галерей).
1 — изолинии v_p в км/с; 2 — крупные тектонические трещины

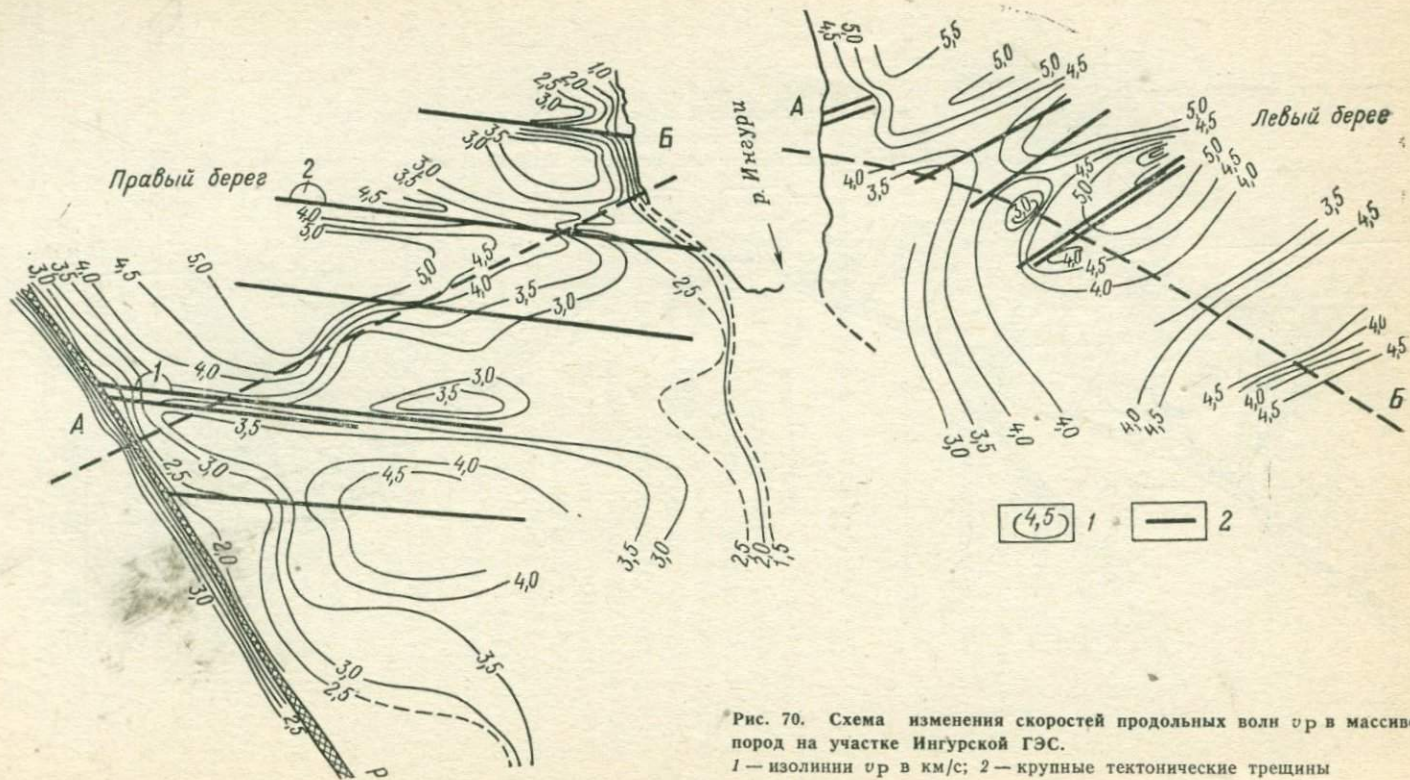


Рис. 70. Схема изменения скоростей продольных волн v_p в массиве пород на участке Ингульской ГЭС.
 1 — изолинии v_p в км/с; 2 — крупные тектонические трещины

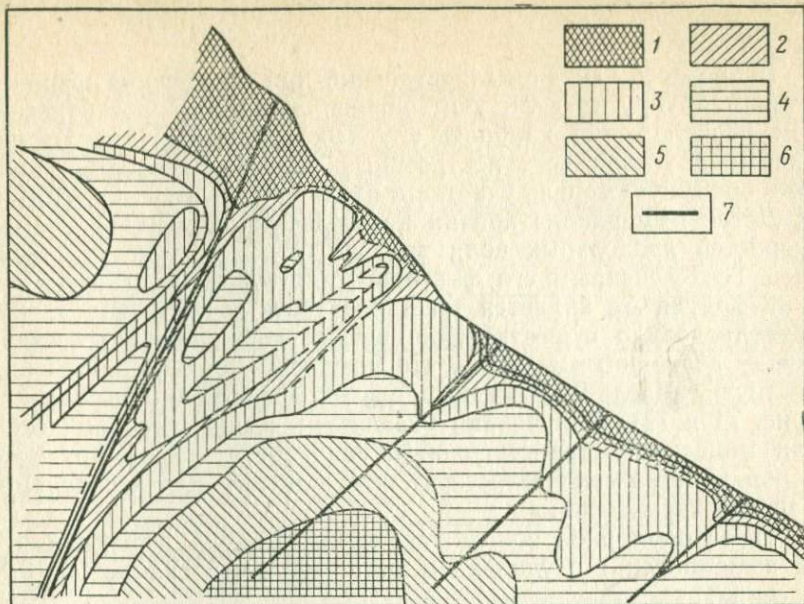


Рис. 71. Схема изменения модуля E_{0II} по разрезу через створ арочной плотины Ингурской ГЭС (фрагмент).

1 — $E_{0II} < 13 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 2 — $13 \cdot 10^8 < E_{0II} < 27 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 3 — $27 \cdot 10^8 < E_{0II} < 55 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 4 — $55 \cdot 10^8 < E_{0II} < 110 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 5 — $110 \cdot 10^8 < E_{0II} < 220 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 6 — $E_0 > 220 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 7 — крупные тектонические трещины

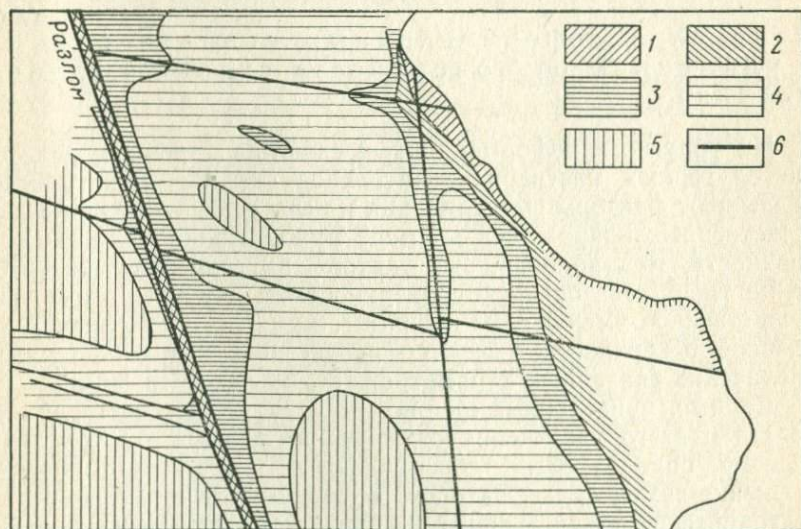


Рис. 72. Схема изменения модуля деформации E_0 в плоскости среза на одной из отметок правого берега р. Ингури.

1 — $E_{0II} < 7 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 2 — $7 \cdot 10^8 < E_{0II} < 14 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 3 — $14 \cdot 10^8 < E_{0II} < 28 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 4 — $28 \cdot 10^8 < E_{0II} < 55 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 5 — $55 \cdot 10^8 < E_{0II} < 75 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$; 6 — крупные тектонические трещины

В процессе указанных построений при проведении изолиний скоростей упругих волн учитывались данные о пространственном расположении наиболее крупных разрывных нарушений. Взаимная увязка всех построенных разрезов позволила получить объемную модель участка в изолиниях v_p (рис. 69, 70) [76].

Детальный анализ причин наблюдаемой изменчивости поля скоростей продольных волн показал, что для участка Ингурской ГЭС основным его фактором, влияющим на значения v_p и на модули E_0 , является трещиноватость горных пород. Это предопределило существование четких корреляционных связей между величинами v_p и E_0 , что позволило преобразовать «скоростную» модель участка в модель его деформационных свойств (рис. 71 и 72). Полученная указанным выше способом схема или модель пространственной изменчивости деформируемости пород участка свидетельствует, что в целом для исследуемого массива характерно:

1) закономерное общее увеличение модуля деформации E_0 (и величины v_p) с удалением от поверхности склона в глубь массива;

2) резкое уменьшение значений E_0 и v_p в окрестности крупных разрывных нарушений;

3) четко выраженная зонально-блоковая пространственная дифференциация массива по значениям E_0 и v_p .

Рассмотрим более детально особенности проявления указанных закономерностей.

Изменение деформационных свойств пород с удалением от поверхности склона в глубь массива

На упругие и деформационные свойства приповерхностных частей горных массивов значительное влияние, как известно, оказывают факторы выветривания и разгрузки, т. е. уменьшения естественных напряжений по мере приближения к дневной поверхности. Как правило, эти факторы вызывают резкое увеличение трещиноватости приповерхностных частей массивов и существенное уменьшение величин v_p и E_0 . С удалением от дневной поверхности в глубь массива происходит постепенное увеличение указанных параметров [18, 29, 56, 94 и др.].

Данные, приведенные на рис. 71 и 72, свидетельствуют, что характер этого увеличения существенно зависит от локальных условий, определяемых совокупностью геолого-тектонических и физико-химических факторов. В сравнительно однородных (с тектонической точки зрения) и сохранных блоках массива указанные изменения модуля и скорости происходят в относительно небольшой по мощности зоне (мощностью 20—25 м), где, как правило, наблюдаются наиболее высокие градиенты $\partial E_0/\partial H$ и $\partial v_p/\partial H$ (H — удаление от склона, глубина). Так, например, в

наиболее сохранным блоке в нижней части правобережного склона модуль E_0 увеличивается от $6,5 \cdot 10^5$ до $117 \cdot 10^5$ Н/м² в зоне мощностью всего 25 м. Аналогичные изменения свойств на более высоких отметках происходят уже в зоне мощностью примерно 40 м (см. рис. 71). На участках массива, сложенных интенсивно трещиноватыми породами, увеличение значений E_0 и v_p происходит более медленно, а зона, в которой наблюдаются изменения модулей, имеет мощность до 60 м (см. рис. 71 и 72). Детальное изучение этой зоны показало, что по своей структуре она резко неоднородна и наряду со значительными вариациями локальных (частных) значений v_p и E_0 здесь существуют подзоны существенно различного поведения отношения скоростей продольных v_p и поперечных v_s волн — v_p/v_s , а следовательно, и коэффициента Пуассона μ .

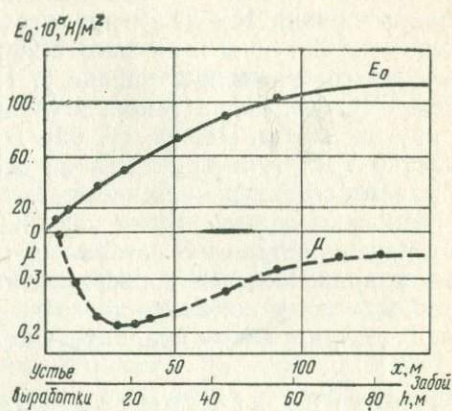


Рис. 73. Изменение модуля деформации E_0 и коэффициента Пуассона μ с удалением от дневной поверхности в глубь массива. x — удаление по горизонталю; h — удаление по нормали к склону. Точками обозначены экспериментальные данные

На рис. 73 приведены данные по одной из выработок левобережного склона участка, подтверждающие существование различных подзон. В частности, на их наличие указывает своеобразное изменение коэффициента Пуассона, который с удалением от дневной поверхности сначала довольно резко уменьшается, а затем возрастает до некоторой постоянной величины. Сопоставление этих результатов с данными лабораторных исследований и теоретических расчетов показало, что специфичный характер изменения величин E_0 и μ вблизи дневной поверхности вызывается двумя факторами: выветривания и разгрузки [66, 75]. В зоне преобладающего влияния выветривания наблюдаются повышенные значения μ , в зоне, где преимущественно сказывается разгрузка, — пониженные значения μ . По мере ослабления процессов выветривания величина μ в зоне разгрузки уменьшается, но с ростом естественных напряжений снова возрастает [66, 75]. Таким образом, существование зоны пород с пониженными и низкими значениями модулей E_0 и скоростей упругих волн в приповерхностной части разреза определяется факторами выветривания и разгрузки, характер проявления которых обуславливает дифференциацию этой зоны на отдельные подзоны.

Общая мощность зоны пород с пониженными величинами

E_0 в приповерхностной части разреза, как уже отмечалось, зависит от локальных условий. Тем не менее для рассматриваемого района отчетливо проявляется тенденция общего увеличения мощности ослабленных пород с ростом гипсометрических отметок исследуемого участка склона. Например, в районе створа Ингурской плотины величина ослабленной зоны у дна долины равна 15—25 м, на высоте примерно 100 м от дна долины — 35—40 м и на высоте 200 м \approx 50—60 м. Аналогичные явления отмечены и в районе р. Нарын на участке Токтогульской ГЭС [45, 55], а также в створах Чиркейской, Нурекской и других плотин [18, 19, 56, 52]. В ряде случаев, например на участке Токтогульской ГЭС, непосредственно за ослабленными породами во внутренних частях массива выделяется зона пород с несколько повышенными значениями модуля деформации E_0 , которая, по-видимому, связана с зоной концентрации естественных напряжений в приповерхностных частях склонов [55]. Эта зона, как правило, более четко выражена в донных частях глубоких долин и имеет сравнительно небольшую мощность [45, 55].

Изменение деформационных свойств вблизи разрывных нарушений

В соответствии с данными, полученными на участке Ингурской ГЭС, в горных массивах на фоне общего изменения их деформационных свойств с удалением от дневной поверхности четко выделяются отдельные зоны и локальные участки с низкими или пониженными значениями модуля E_0 и скорости v_p . Эти зоны приурочены обычно к наиболее крупным разрывным нарушениям. Например, самое резкое и устойчивое понижение E_0 и v_p на участке створа плотины наблюдается на месте правобережного разлома, где значения v_p уменьшаются до 1,5—2,0 км/с, а модуль E_0 — до $14,5 \cdot 10^5$ Н/м². Ширина зоны пониженных значений указанных параметров в окрестности разлома колеблется от 10 до 25 м, причем повышенная мощность ослабленных пород отмечается на участках пересечения разломом наиболее крупных тектонических трещин, а также в приповерхностной части массива.

Отдельные крупные тектонические трещины также оказывают существенное влияние на распределение деформационных показателей в исследуемом массиве. Так, для левобережного склона долины р. Ингури наиболее существенно влияние трещин 3, 4 и 5; на правом склоне свойства пород в значительной мере определяются, помимо разлома, трещинами 1, 2 и некоторыми другими (см. рис. 71 и 72). Интенсивность и мощность зоны влияния разрывных нарушений существенно зависят от их размеров и свойств материала, заполняющего трещины. Мощность зоны влияния отдельных крупных трещин не превышает 10 м, а величина E_0 для внутренних частей массива снижается

в этих зонах до $(60 \div 80) \cdot 10^5$ Н/м². В приповерхностной части массива влияние разрывных нарушений на общие свойства массива значительно увеличивается (см. рис. 71 и 72).

Пространственная дифференциация массива

Системами разрывных нарушений и крупных трещин массив пород на участке Ингурской ГЭС расчленен на отдельные блоки, различающиеся размером и уровнем средних значений σ_p и E_0 . Эти блоки отделены друг от друга зонами пород с резко пониженными упругими свойствами (см. рис. 71 и 72).

Основным разрывным нарушением в правобережной части долины является разлом, определяющий существование двух наиболее крупных структурных элементов массива, которые применительно к Ингурской арочной плотине могут рассматриваться как элементы первого порядка. Наиболее полно изучен один из этих элементов, образующий лежащее крыло разлома. Крупными тектоническими трещинами эта часть массива разбита на серию блоков второго порядка, размеры которых в зависимости от близости дневной поверхности к плоскости разлома варьируют в широких пределах. Наиболее крупные блоки имеют протяженность вдоль склона до 100—150 м, а в поперечном направлении — до 200 м; выделяются они лишь в нижних частях склона. В присклоновой и приразломных частях массива линейные размеры квазиоднородных блоков не превышают 30—70 м [76]. Значительное уменьшение размеров структурных элементов второго порядка и появление блоков более высоких порядков в поверхностной части массива обуславливается как раскрытием существовавших здесь ранее, но обжатых в глубинных частях массива тектонических трещин, так и появлением новых трещин, связанных с разгрузкой массива и его выветриванием.

В верхних частях массива описанные выше блоки вытянуты в плане и ориентированы в направлении, совпадающем с направлением правобережного разлома и линией склона. С приближением к дну долины конфигурация блоков меняется: они сначала становятся более изометричными, а потом вытягиваются в направлении основных тектонических трещин. Во внутренних частях массива форма блоков часто не отражает ориентировки существующих систем трещин и определяется, по-видимому, совокупным влиянием различных геологических и физических факторов (см. рис. 71, 72). Характерно, что отдельные крупные трещины, которые существенно изменяют свойства массива в его приповерхностной части, в глубине массива заметного влияния на величины E_0 и σ_p не оказывают (например, трещина 16 на правом берегу, рис. 69—72). Это, очевидно, объясняется высокой степенью обжатости трещин во внутренних частях массива.

Описанная картина общей дифференциации и изменчивости деформационных свойств в массиве пород на участке арочной плотины Ингурской ГЭС является достаточно типичной и для других объектов, где в целом проявляются те же основные закономерности в изменении величин E_0 , ν_p и других параметров. Примеры, подтверждающие это, можно найти в работах [52, 100 и др.].

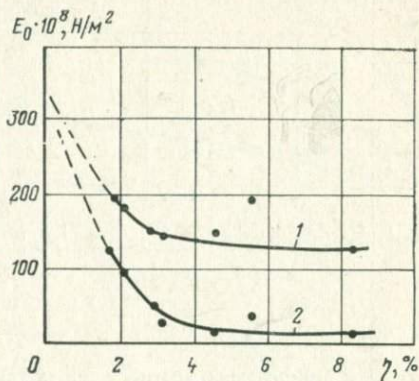
*Влияние интенсивности
и характера трещиноватости
на показатели деформационных свойств
горных массивов*

Очень важной задачей является оценка влияния на деформационные свойства пород не только отдельных крупных трещин, но и общей трещиноватости массива. Актуальность этой задачи определяется тем, что во многих случаях на практике деформируемость крупных структурных блоков оценивает инженер-геолог на основании детального изучения их трещиноватости и количественных связей между показателями интенсивности трещиноватости пород и их модулями деформации, вычисленными по результатам статических опытов [54, 83, 84]. Нахождение этих связей — достаточно сложная и трудоемкая задача, результат решения которой существенно зависит от способов и методики определения сопоставляемых величин. Используя материалы сейсмоакустических исследований, покажем, насколько важны эти ограничения.

Однако, прежде чем обратиться к экспериментальным данным, напомним, что по своей физической сути показатели трещинной пустотности — скалярные и аддитивные величины, которые не зависят ни от направления, ни от масштаба измерений. В противоположность им показатели деформационных свойств — неаддитивные векторные величины. И собственно изменчивостью последних обычно обуславливается неустойчивость искоемых корреляционных зависимостей. Так, например, на рис. 74 приведены графики связи объемной трещинной пустотности η с модулем деформации E_0 ингурских известняков, характеризующими деформируемость мелких и крупных блоков. Экспериментальные данные свидетельствуют о резко различных количественных связях между величинами η и E_0 в различных масштабах исследований. При одной и той же величине η значения модуля для крупных блоков в среднем в 3—7 раз меньше, чем для более мелких [123]. Подобное же влияние оказывает на рассматриваемые зависимости и анизотропность горных пород [72, 104, 123]. Учитывая изложенные выше результаты, проанализируем экспериментальные данные с целью выявления закономерностей в изменении количественного соотношения между объемной трещинной пустотностью η и модулем

E_0 , характеризующими свойства блоков объемом около 1 м^3 . Сопоставимые данные, полученные в квазизотропных средах [54, 83 и др.], приведены на рис. 75. Судя по этим результатам, наиболее резкие изменения модуля E_0 наблюдаются при меняющемся η от нуля до 2—3%, когда величина E_0 уменьшается в

Рис. 74. Зависимость модуля деформации E_0 известняков Ингурской ГЭС от объемной трещинной пустотности η . 1— по данным ультразвуковых измерений ($W \approx 1 \text{ м}^3$); 2— по сейсмическим данным ($W \approx 10^4 \text{ м}^3$). Точками обозначены экспериментальные данные



74

5—10 раз. При более высоких значениях η уменьшение модуля E_0 происходит более плавно. Анализ полученных экспериментальных данных показал, что для количественного описания изменения E_0 от η в первом приближении может быть использовано уравнение

$$\frac{\Delta E_0}{E_{0\max}} = \frac{E_{0\max} - E_0}{E_{0\max}} = 1 - \left[\eta \left(\frac{E_0}{E_{03}} - 1 \right) + 1 \right]^{-1}, \quad (92)$$

где $E_{0\max}$ — модуль деформации, соответствующий монолитной породе, E_{03} — модуль деформации трещинного заполнителя.

Теоретические кривые $\Delta E_0/E_{0\max} = f(\eta)$, вычисленные по уравнению (92), изображены на рис. 75. Там же приведены и экспериментальные данные. Как видно, они достаточно хорошо согласуются между собой. По этим материалам степень изменения модуля E_0 в зависимости от величины η при фиксированном значении $E_{0\max}$ может быть полностью объяснена вариацией отношения $E_{0\max}/E_{03}$: чем более различие модулей монолитной породы и материала заполнителя, тем при более низких значениях η наблюдается резкое уменьшение величины E_0 . Характерно, что результаты сопоставления η с данными статических опытов практически аналогичны результатам сейсмоакустических исследований (см. рис. 75); это в какой-то мере свидетельствует о надежности установленных соотношений.

Таким образом, резюмируя изложенное, отметим, что в квазизотропных трещиноватых средах (массивах) количественные соотношения между η и E_0 зависят от масштаба определения

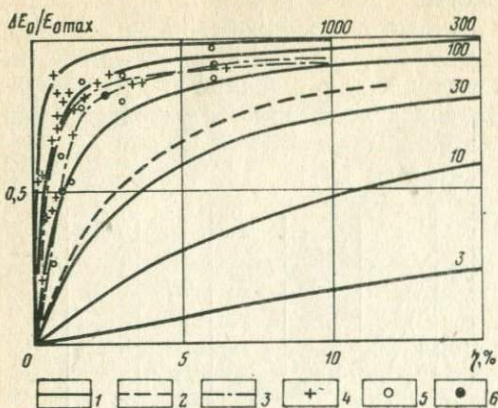


Рис. 75. Изменение модулей деформации E_0 горных пород в зависимости от степени их трещиноватости η .

1 — теоретические кривые, рассчитанные по формуле (92); 2 — экспериментальная кривая для образцов известняков; 4 — из работы [54]; 5 — из работы [83]; 3, 6 — из работы [123] (Ингурская ГЭС). Параметр кривых—

$E_{0max}/E_{0з}$

модуля E_0 ; деформационных свойств монолитной (нетрещиноватой) породы; деформационных свойств материала, заполняющего трещины. Указанные факторы необходимо учитывать при количественной оценке деформируемости структурных элементов массива по интенсивности их трещиноватости.

*Характер и интенсивность проявления
объемного масштабного эффекта
при определении деформационных свойств
скальных горных пород*

Результаты, полученные в институте Гидропроект при изучении неоднородности деформационных и упругих свойств скальных горных пород различного состава и генезиса, слагающих основания крупнейших инженерных сооружений, свидетельствуют, что практически для всех скальных массивов характерно проявление масштабного эффекта в отношении величин ν_p и E_0 , т. е. более или менее четко выраженная зависимость средних (модальных) величин ν_p и E_0 от значения W_i . Интенсивность и характер изменения ν_p и E_0 в функции от W_i для каждого объекта сугубо специфичны и определяются совокупностью различных природных факторов, проявляющихся на отдельных участках [68, 73, 78]. Последнее наглядно иллюстрируется выполненными работами. Обсудим результаты этих работ, рассмотрев сначала общую характеристику неоднородности исследованных массивов (по величине ν_p), а затем — характеристику неоднородностей по модулю E_0 и оценим интенсивность проявления соответствующих масштабных эффектов.

Общая характеристика неоднородности отдельных скальных массивов

Рассмотрим результаты, полученные для известняков Ингурской и Токтогульской ГЭС, порфиритов Талнахского месторождения, диабазов Усть-Илимской ГЭС, кристаллических

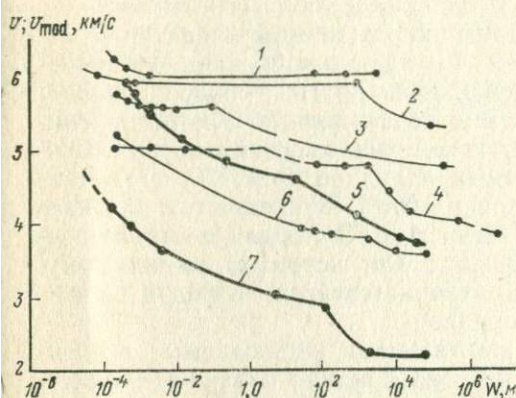


Рис. 76. Масштабные кривые средних v (1—4, 6) и модальных v_{mod} (5, 7) значений скоростей продольных волн, полученные на различных инженерных объектах.

1 — диабазы (Усть-Илимская ГЭС); 2 — граниты (Могилев-Подольская ГЭС); 3 — порфиритовые базальты (Талнах); 4 — алевролиты (Архызская ГЭС); 5 — гнейсы, кристаллические сланцы (Кырджали); 6 — известняки (Токтогульская ГЭС); 7 — известняки (Ингурская ГЭС). Точками обозначены экспериментальные данные

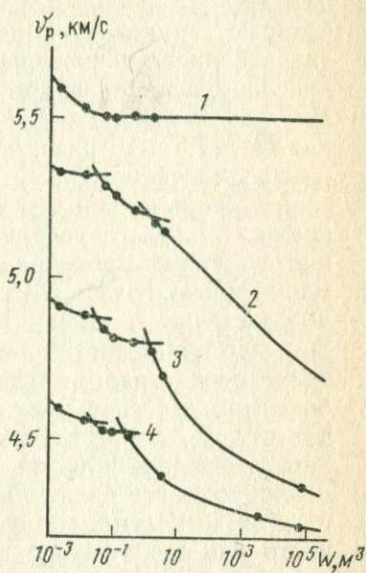


Рис. 77. Масштабные кривые средних скоростей продольных волн для различных структурно-тектонических массивов порфиритовых базальтов [94].

Участки: 1 — с первичной трещиноватостью; 2 — со слабой тектонической трещиноватостью; 3 — с повышенной тектонической трещиноватостью; 4 — с сильной тектонической трещиноватостью. Точками обозначены экспериментальные данные.

сланцев и гнейсов гидроузла Кырджали в НРБ и некоторых других объектов. Графики изменения средних и модальных скоростей продольных волн в зависимости от масштаба исследований W_i , построенные способами, описанными в первой части настоящей книги, приведены на рис. 76 и 77. Согласно этим данным, изученные породы значительно различаются как по абсолютному уровню средних или модальных значений скоростей, так и по интенсивности изменения этих скоростей с ростом W_i , т. е. по степени своей неоднородности,

Наивысшими значениями \bar{v} и v_{mod} и наибольшей однородностью среды изученных пород характеризуются диабазы Усть-Илимской ГЭС, для которых в диапазоне изменения W_i от 10^{-4} до 10^5 м³ наблюдается очень слабое уменьшение v и v_{mod} (порядка 1—3%) и как следствие этого — высокие значения показателя однородности $v \approx 1000$.

Более существенные изменения v и v_{mod} отмечаются для базальтов района Талнахского месторождения (см. рис. 76), которые характеризуются значениями $v \approx 200$. И, наконец, самое значительное уменьшение скоростей наблюдается для кристаллических сланцев гидроузла Кырджали и известняков участка Ингурской ГЭС. В этих породах при $10^{-4} < W_i < 10^5$ v_{mod} изменяется в 1,5—2,0 раза, чему соответствуют значения показателя однородности $v \approx 20 \div 40$.

Изученным породам свойствен и различный характер изменения v и v_{mod} с увеличением W_i : для одних пород уменьшение скоростей происходит резко, для других — более плавно; масштабные графики имеют ряд точек перегиба, которые свидетельствуют о наличии в исследуемых массивах преобладающих неоднородностей различных порядков (рис. 76, 77). Наиболее резкие изломы графиков $v = f(W)$ наблюдаются для карбонатного массива участка Ингурской ГЭС и для песчано-алевролитовой толщи района Архыза, для которых, по-видимому, характерно наиболее резкое различие свойств пород в блоках неоднородности различных порядков.

Для выявления причин, вызывающих наблюдаемые особенности изменения скоростей, изучено влияние различных факторов [73, 78]. Сопоставлены результаты, полученные для однотипных пород, находящихся в различных условиях естественно-напряженного состояния, трещиноватости, выветривания. Подобное сопоставление показало, что определяющее влияние на форму и наклон масштабных графиков, а следовательно, на интенсивность и характер неоднородности изучаемых массивов оказывает их трещиноватость. Равномернотрещиноватые породы (слабо или интенсивно трещиноватые), как правило, характеризуются сравнительной однородностью. Более неоднородны массивы относительно невысокой степени раздробленности, но с четко развитыми трещинами различных порядков, что подтверждается данными рис. 77; здесь изображены графики $v = f(W)$, полученные в различных структурно-тектонических зонах Талнахского месторождения [78, 94]. Изучены базальты на трех участках, находящихся вблизи регионального глубинного грабена и существенно различающихся по степени тектонической нарушенности.

Первый участок находится вне зоны влияния глубинных разломов и сложен слаботрещиноватыми толентовыми базальтами. Для него характерно слабое изменение \bar{v} с ростом W и высокие показатели однородности $v \approx 1000$.

Второй участок расположен в зоне влияния краевых сбросов грабена и представлен сильно раздробленными и трещиноватыми ($\eta \approx 4 \div 5\%$) порфириновыми базальтами. Здесь отмечаются более значительные изменения v и пониженные показатели однородности ($v \approx 200$).

Третий участок сложен порфириновыми базальтами центральной части грабена. Участок отличается сложным внутренним строением, наличием ряда крупных разрывных нарушений, хотя в целом показатели трещиноватости его пород ($\eta \approx 1,0--1,5\%$) ниже, чем для второго участка [94]. В этом массиве с ростом W_i отмечается наиболее интенсивное уменьшение v и, соответственно, наиболее низкие показатели однородности $v \approx 20 \div 40$.

Особенности трещиноватости скальных массивов отражаются также и на характере изменения v (v_{mod}) с увеличением параметра W_i . Это, в частности, проявляется на масштабных кривых, полученных на участке Ингурской ГЭС (см. рис. 73). Здесь перегиб на графике $\bar{v} = f(W)$ на уровне $W_i \approx 100 \text{ м}^3$ полностью объясняется наличием в массиве блоков неоднородности, «выкальвываемых» при пересечении различных систем трещин, которые, по данным С. Б. Кереселидзе [29], имеют преобладающие линейные размеры порядка 3—8 м (в среднем около 5 м). Подобное согласование масштабных кривых с данными изучения трещиноватости горных массивов получено и на других объектах [73, 94].

Неоднородность деформационных свойств. Масштабный эффект для модуля деформации

Общая неоднородность деформационных свойств естественных горных массивов может быть оценена на основании пересчета масштабных кривых для v_p в аналогичные графики для средних и модальных значений модулей E_0 [69]. Подобный пересчет выполняется на основании соответствующих корреляционных зависимостей между величинами v_p и E_0 . Полученные таким образом графики $E_0 = f(W)$ для ряда объектов приведены на рис. 78. Как и следовало ожидать, они качественно повторяют описанные выше масштабные кривые для скоростей продольных волн. Здесь также отмечаются более или менее четко выраженное уменьшение E_0 и \bar{E}_0 с ростом; ступенчатый характер графиков и более резкое изменение модулей в более неоднородных средах.

Вместе с тем количественные соотношения между величинами v_p и E_0 , соответствующими заданным диапазонам изменения W_i , существенно иные. В целом относительные изменения модулей деформации при тех же условиях обычно в 1,5—2,5 раза больше изменения скоростей. Это наглядно подтверждается данными табл. 25, где приведены модальные значения v_p и E_0

для разных объектов, соответствующие трем фиксированным масштабам измерений: масштаб исследований на образцах ($W_1 = 10^{-3}$), штамповым опытам ($W_2 = 1 \text{ м}^3$) и масштабам исследования крупных структурных элементов массива, деформируемым как единое целое ($W_3 \approx 10^5 \text{ м}^3$). Здесь же дан показа-

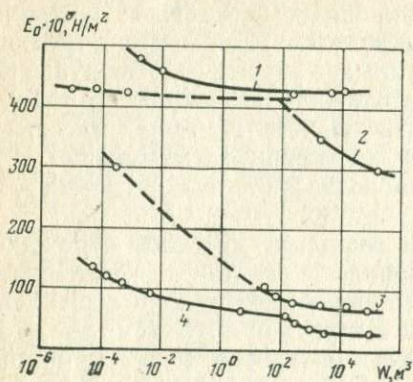


Рис. 78. Зависимость модальных значений E_0 от масштаба измерений W для различных пород.

1 — диабазы Усть-Илимской ГЭС; 2 — граниты Могилев-Подольской ГЭС; 3 — известняки Токтогульской ГЭС; 4 — известняки Ингурской ГЭС. Точками обозначены экспериментальные данные

Таблица 25

Наиболее вероятные значения модуля деформации E_0 и скорости продольных волн v_p , установленные при разных масштабах исследований для различных типов горных пород

Объект исследований	Порода	v_p , м/с			$E_0 \cdot 10^8$, Н/м ²			v_{E_0}
		$W_1 = 10^{-3} \text{ м}^3$	$W_2 = 1 \text{ м}^3$	$W_3 = 10^5 \text{ м}^3$	$W_1 = 10^{-3} \text{ м}^3$	$W_2 = 1 \text{ м}^3$	$W_3 = 10^5 \text{ м}^3$	
Усть-Илимская ГЭС	Диабаз	6000	5960	5950	460	440	430	480
Могилев-Подольская ГЭС	Гранит	6000	5950	5200	270	250	200	33
Архызская ГЭС	Песчаник, алевролит	5000	4900	3800	210	200	120	22
Токтогульская ГЭС	Известняк	4900	4150	3800	265	130	70	17
Ингурская ГЭС (правый склон)	»	3800	3100	2200	100	70	32	12
Гидроузел Кырджали	Гнейс, кристаллический сланец	5600	4700	3600	220	125	38	8

тель деформационной однородности v_{E_0} , рассчитанный аналогично показателю $v = v_{v_p}$.

Судя по приведенным данным, в однородных породах (диабазы Усть-Илимской ГЭС) величина $v_{E_0} \approx 500$ и наиболее

вероятные значения E_0 в диапазоне W_i составляют 10^{-4} — 10^5 м³ и изменяются всего лишь на 7%. Для резко неоднородных сред, таких как гнейсы и сланцы участка гидроузла Кырджали или известняки средней части правого склона долины на участке Ингурской ГЭС, показатель v_{E_0} снижается до 8—12, а относительное уменьшение модулей достигает 300—500% (см. рис. 78).

Следует заметить, что указанные пределы вероятных значений E_0 соответствуют увеличению масштаба измерений на восемь порядков: от масштаба образцов до крупных структурных элементов. По сравнению с данными штамповых опытов ($W = 1$ м³, изменение масштабов на пять порядков) показатели деформационных свойств крупных блоков уменьшаются несколько меньше, и для самых неоднородных пород их различие, по-видимому, не превышает 300—350%, а для большей части массивов находится в пределах 150—250%. Однако и эти цифры характеризуют породы повышенной степени неоднородности ($50 < v_{E_0} < 10$), находящиеся в поверхностных частях земной коры. С глубиной неоднородность, обусловленная трещиноватостью, разгрузкой и выветриванием, очевидно, ослабевает, что должно привести к ослаблению масштабных эффектов как для v_p , так и для E_0 .

В приповерхностной части разреза (до глубин порядка 200—300 м) неоднородность деформационных свойств горных пород, как правило, настолько существенна, что обуславливаемые ею изменения средних и наиболее вероятных значений показателей деформируемости при различных масштабах исследований не могут не учитываться при обосновании расчетных параметров инженерных сооружений. И поскольку интенсивность масштабных эффектов для модуля деформации E_0 в требуемом для практики строительства диапазоне значений W_i не может быть оценена существующими статическими и геологическими методами изучения деформационных свойств, то при решении данной задачи незаменимым считается сейсмоакустический метод.

В качестве еще одного примера, подтверждающего изложенные выше данные, приведем результаты изучения деформационных свойств одного из участков массива карбонатных пород в районе Ингурской ГЭС. В пределах этого участка выделен ряд крупных структурных элементов, свойства которых оценивались по материалам ультразвуковых и сейсмических наблюдений при масштабах единичных измерений $W_1 \approx 10^{-3}$, $W_2 \approx 1$ и $W_3 = 10^4$ м³.

В соответствии с определениями, данными в первой части книги, показатели деформируемости, установленные в масштабе W_1 , являются частными по отношению к блокам объемом W_2 и W_3 , а показатели, определенные в масштабе W_2 , могут рассматриваться как частные характеристики блоков объемом W_3 и т. д. Модули $E_{от}$, найденные при $W = W_3$, служат обобщенными показателями деформируемости исследуемых структурных

элементов в целом. Результаты, представленные в табл. 26, доказывают, что частные показатели могут не давать полного представления об общей деформируемости того или иного структурного элемента. Так например, в масштабе W_1 блоки II—2

Таблица 26

Частные и обобщенные показатели деформируемости структурных элементов в массиве карбонатных пород на участке Ингурской ГЭС

Структурный элемент	$E_{01} \cdot 10^3, Н/м^2$ (частные значения)		$E_{01} \cdot 10^3, Н/м^2$ (обобщенные значения)	$\frac{E_0/W_1}{E_0/W_2}$
	$W_1 = 10^{-3} м^3$	$W_2 = 1 м^3$	$W_3 = 10^5 м^3$	
II — 2	145	50	28	1,78
II — 4	150	70	50	1,40
III — 1	185	125	84	1,49
III — 2	195	155	125	1,24

и II—4, а также III—I и III—2 несущественно различаются по средним значениям модуля E_{01} . В масштабе W_2 различия между этими величинами вполне ощутимы, а обобщенные показатели деформируемости указанных блоков различаются приблизительно в 1,5 раза. Эти данные свидетельствуют, что в общем случае частные значения модуля деформации не являются надежными характеристиками деформируемости структурных элементов массива. Полная количественная оценка деформационных свойств этих элементов невозможна без определения обобщенных показателей их деформируемости.

Анизотропия деформационных свойств скальных пород в их естественном залегании

Используя результаты изучения деформационных свойств скальных горных пород сейсмоакустическими методами, рассмотрим степень различия показателей деформационных свойств горных пород, измеренных по различным направлениям («интенсивность» анизотропии); характер и интенсивность анизотропии деформационных свойств в различных масштабах измерений; причины, обуславливающие анизотропность деформационных свойств горных массивов.

Степень (интенсивность) анизотропии деформационных свойств скальных горных пород

Общее представление о степени деформационной анизотропии скальных горных пород можно получить на основании данных, представленных в табл. 27, где систематизированы

Таблица 27

Анизотропия скоростей продольных волн v_p и модуля деформации E_0 для некоторых типов горных пород

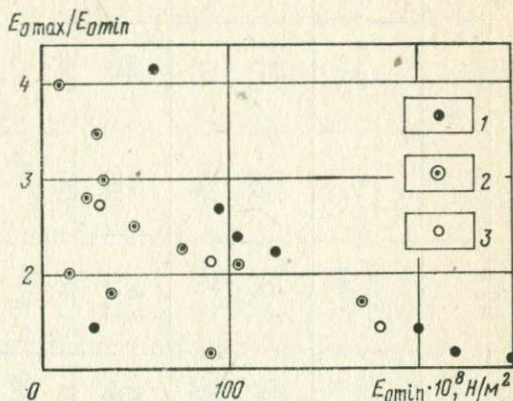
Район исследований	Породы	$W, \text{ м}^3$	$v_p, \text{ м/с}$			$E_0 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$			Ориентировка плоскости исследования
			$v_{p \max}$	$v_{p \min}$	$\frac{v_{p \max}}{v_{p \min}}$	$E_{0 \max}$	$E_{0 \min}$	$\frac{E_{0 \max}}{E_{0 \min}}$	
Зеленчукские ГЭС	Аргиллито-алевролитовая толща вне зоны выветривания	1,0	3070	2640	1,16	40	28	1,43	Вертикальная [78]
Гидроузел Кырджали	Кристаллические сланцы и гнейсы средней степени трещиноватости	1,0	5800	5700	1,02	260	250	1,04	Вертикальная [78]
	Те же породы, сильно-трещиноватые	10^3-10^4	4500	3000	1,5	100	33	3,0	Горизонтальная
	Те же породы, слабо-трещиноватые	10^3-10^4	6000	5210	1,15	290	170	1,70	
Днепрогэс II	Граниты трещиноватые в зоне разгрузки	10^3	5300	4000	1,32	170	75	2,26	Вертикальная [25]

Район исследований	Породы	W, м ²	v _p , м/с			E _o · 10 ⁸ , Н/м ²			Ориентировка плоскости исследования
			v _p max	v _p min	$\frac{v_p \text{ max}}{v_p \text{ min}}$	E _o max	E _o min	$\frac{E_{o \text{ max}}}{E_{o \text{ min}}}$	
Днепрогэс II	Граниты трещиноватые и выветрелые в зоне разгрузки	10 ³	4400	2700	1,6	105	30	3,5	Вертикальная [25]
	Сильно разрушенные граниты в зоне разгрузки	10 ³	3000	1500	2,0	40	10	4,0	
Ингурская ГЭС (нижняя часть левобережного склона)	Известняки в зоне выветривания	1,0	5800	3850	1,51	250	105	2,38	Вертикальная [75, 76]
		1,0 10 ⁴	5800 3100	3000 2400	1,93 1,29	250 65	60 36	4,16 1,81	Горизонтальная
	Известняки на глубине 70—80 м	1,0	6200	4100	1,51	280	125	2,24	Вертикальная
		1,0	6200	4900	1,26	280	200	1,40	Горизонтальная
	Известняки на глубине 150 м	1,0	5400	3650	1,48	255	95	2,68	Вертикальная
		1,0 10 ⁴	5400 3800	5100 3600	1,06 1,05	255 105	220 90	1,16 1,17	Горизонтальная

Район исследования	Породы	W, м ³	v _p , м/с			E ₀ · 10 ⁸ , Н/м ²			Ориентировка плоскости исследования
			v _p max	v _p min	$\frac{v_p \text{ max}}{v_p \text{ min}}$	E ₀ max	E ₀ min	$\frac{E_{0 \text{ max}}}{E_{0 \text{ min}}}$	
Ингульская ГЭС (средняя часть левобережного склона)	Известняки на глубине 100—150 м	10 ⁴	3900	2600	1,5	110	44	2,5	Горизонтальная
		10 ⁴	4900	4600	1,06	200	170	1,18	
		10 ⁴	4800	3500	1,37	190	85	2,24	
Ингульская ГЭС (средняя часть правобережного склона, приразломный блок)	Сильно трещиноватые известняки на глубине 50—70 м	10 ⁴	3300	2200	1,5	75	30	2,5	Горизонтальная
		10 ⁴	3800	2700	1,41	105	47	2,23	
		10 ⁴	4500	3800	1,18	160	105	1,52	
Чиркейская ГЭС	Известняки выветрелые вблизи дневной поверхности	10 ³	2600	2100	1,24	30	15	2,0	Горизонтальная [52]
	Известняки в зоне разгрузки	10 ³	3700	2950	1,25	70	25	2,8	
	Трещиноватые известняки во внутренних частях массива	10 ³ —10 ⁴	4600	3700	1,24	125	50	2,5	
	Сохраняемые слаботрещиноватые известняки	10 ⁴	5100	4650	1,09	220	105	2,1	

результаты исследований по ряду объектов. Следует, однако, заметить, что в этой таблице отражены лишь случаи наиболее резкого проявления анизотропии и поэтому приведенные коэффициенты анизотропии $K_E = E_{0\max}/E_{0\min}$, по-видимому, характеризуют максимальный уровень различия модулей деформации по разным направлениям.

Рис. 79. Зависимость коэффициента анизотропии модулей E_0 от величины $E_{0\min}$.
 Данные в масштабе измерений $W_1 = 1 \text{ м}^3$ (1) и в масштабе $W_2 = 10^3 \div 10^4 \text{ м}^3$ (2), осредненные (3)



В соответствии с приведенными данными коэффициент анизотропии K_E для различных типов скальных пород колеблется в широких пределах, достигая в отдельных случаях значений 4 и более. При этом существует четкая тенденция уменьшения значений K_E при общем увеличении модуля деформации изучаемых пород. Характерно, что одновременно с изменением $K_{E\max}$ происходит уменьшение средних значений K_E и резко снижается дисперсия коэффициентов анизотропии (рис. 79). Так, например, если в диапазоне $0 < E_{0\min} < 50 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$ значения K_E изменяются от 1,4 до 4,0 и более, то при $E_{0\min} > 150 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$ все значения $K_E < 1,5$. Таким образом, отчетливо проявляется зависимость величины $K_E < 1,5$. Таким образом, отчетливо проявляется зависимость величины K_E от состояния и степени нарушенности горных пород. Последнее подтверждается и при более детальном анализе экспериментальных данных.

Характер и интенсивность анизотропии в различных масштабах измерений

Зависимость показателей анизотропии от принятого масштаба исследований можно проследить по данным той же таблицы, сопоставляя результаты, полученные в различных масштабах на одних и тех же участках. В соответствии с этими данными интенсивность анизотропии в разновеликих блоках массива может быть существенно различной, вследствие чего результаты, полученные при одном масштабе исследований, нельзя меха-

нически переносить на другие. Часто при этом меняется и сам характер анизотропии и, в частности, ориентировка главных осей эллипса анизотропии. В подтверждение приведем результаты, полученные на одном из участков массива Ингурской ГЭС при $W_1=1 \text{ м}^3$, $W_2=10^2 \text{ м}^3$ и $W_3=10^4 \text{ м}^3$ и представленные на рис. 80. В соответствии с этими данными направление, которое

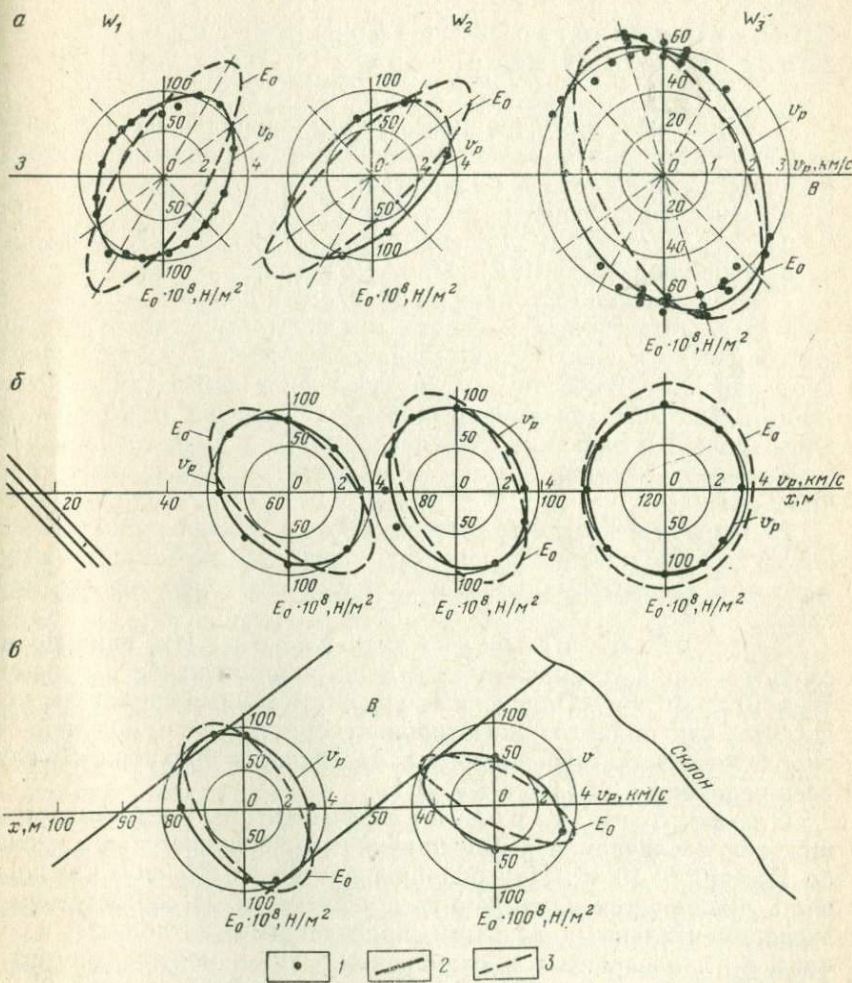


Рис. 80. Изменение круговых диаграмм скоростей v_p и модуля E_0 для известняков Ингурской ГЭС в зависимости от масштаба исследований W (*a*), от близости участка исследований к крупным разрывным нарушениям (*b*) и от удаления его от дневной поверхности (*c*).

1 — экспериментальные точки; 2 — трещины; 3 — направления основных систем трещиноватости; $W_1=1 \text{ м}^3$; $W_2=10 \text{ м}^3$; $W_3=10^4 \text{ м}^3$

в масштабе статических опытов ($W_1=1 \text{ м}^3$) характеризуется максимальными значениями E_0 , для крупных структурных блоков оказывается направлением наибольшей деформируемости и наоборот. Подобные же результаты получены и на других объектах [78, 94], что свидетельствует об известной общности рассматриваемого явления и о необходимости его изучения при оценке свойств крупных элементов массива.

Причины анизотропии деформационных свойств горных массивов

Известно, что анизотропность горных пород в их естественном залегании определяется различными природными факторами, основными из которых являются:

- а) текстурные особенности пород [3, 21, 47, 94];
- б) их слоистость и сланцеватость [26, 25, 95, 37, 47 и др.];
- в) трещиноватость [1, 21, 47, 92, 94 и др.];
- г) напряженное состояние [3, 21, 47, 87 и др.].

В реальных горных массивах эти факторы обычно действуют совместно и поэтому не всегда отчетливо видна их индивидуальная роль. Вместе с тем по своей физической природе указанные факторы разномасштабны, вследствие чего изучая анизотропию в различных диапазонах W_i , в ряде случаев удастся оценить влияние, на анизотропность горных пород отдельных причин.

Используя результаты разночастотных модификаций сейсмоакустического метода, проследим влияние указанных выше факторов на деформационные свойства скальных горных массивов.

Текстурные особенности пород. Их влияние на свойства пород устанавливается лишь при масштабе измерений $W_i \approx 10^{-4}—10^{-3} \text{ м}^3$. Полученные при этом данные свидетельствуют, что, как правило, анизотропия скоростей v_p и модулей E_0 , определяемая текстурой породы, невелика: в большинстве случаев величина $K_v > 1,05$, а $K_E > 1,1$.

Слоистость и сланцеватость пород. Анизотропия, обуславливаемая этими причинами, проявляется в масштабе $W_i \approx 10^{-2} \div 10 \text{ м}^3$. При больших значениях W_i она, как правило, вуалируется влиянием трещиноватости. В соответствии с экспериментальными данными, приведенными в табл. 27, величина K_v для слоистых и сланцеватых пород может достигать 1,1—1,2, а значения $K_E \approx 1,5—2,0$ (см. данные в табл. 27 по Зеленчукским ГЭС и для слоистых известняков района Чиркейской ГЭС). Характерно, что для рассматриваемых толщ значения коэффициента K_v , вычисляемые по формулам теории упругости, достаточно хорошо согласуются с экспериментальными данными [26, 95, 37].

Трещиноватость пород. Является основным фактором, определяющим вторичную анизотропию горных массивов. В зависимости от характера развитых в массиве трещин вторичная анизотропия может проявляться в самых различных масштабах исследований. На образцах ($W \approx 10^{-4} \text{ м}^3$) обычно сказывается микротрещиноватость, в более крупных блоках массива проявляется трещиноватость более низких порядков [21, 94, 123]. Типичны в этом отношении данные, полученные в массивных известняках Ингурской ГЭС (см. рис. 80). Здесь анизотропию модулей при W_1 обусловила система трещин, ориентированных в северо-восточном направлении, характеризующаяся модулем трещиноватости¹ $N > 10$. Анизотропия в масштабе W_3 связана с наличием трещин северо-западного простирания с модулем трещиноватости $N < 1,0$ [29]. Характерно при этом, что отдельные крупные трещины или разрывные нарушения часто вызывают анизотропию деформационных свойств лишь в примыкающих к ним частях массива. С удалением от этих нарушений степень анизотропности пород постоянно уменьшается. Примером подобного изменения анизотропности горных пород могут служить результаты, представленные на рис. 80, где отчетливо проявляется изменение ориентировки главных осей круговой диаграммы E_0 и уменьшение величины K_E с удалением от системы крупных тектонических трещин. Судя по этим данным, на удалении порядка 75—100 м от зоны нарушений их влияние на деформационные свойства массива практически несущественно.

Напряженное состояние пород. Влияние этого фактора на анизотропность горных массивов наиболее отчетливо проявляется в приповерхностных частях массивов в зонах разгрузки. При сравнительно небольших уровнях естественных напряжений их влияние на анизотропность пород сказывается в основном через изменение параметров трещиноватости этих пород [92, 94]. Примерами могут служить данные, полученные на различных удалениях от поверхности склона на участке Днепрогэс-II (см. табл. 27) и в районе Ингурской ГЭС, где повышение анизотропности горных пород при приближении к дневной поверхности объясняется увеличением раскрытия существовавших ранее систем тектонических трещин (вследствие уменьшения уровня естественных напряжений) и появлением новых трещин, так называемых «трещин бортового отпора» [40 и др.]. Следует заметить, что во многих случаях, когда тектонические трещины направлены по нормали к склону, влияние трещин разгрузки и бортового отпора является доминирующим и они полностью определяют ориентировку эллипса анизотропии.

¹ Числом трещин на 1 м [58].

Изменения анизотропности горных пород наблюдаются и при искусственном нагружении локальных участков массива. Так, например, в процессе деформирования пород под опытными штампами на участке Ингурской ГЭС относительные изменения скоростей v_r и модулей E_0 в направлении действия деформирующих сил в 2—3 раза выше, чем аналогичные изменения v_r и E_0 в перпендикулярном направлении [75]. Подобные же явления отмечены и другими исследователями [47, 28]. Однако в целом влияние сжимающих напряжений на анизотропность пород ниже, чем растягивающих, и, как правило, наблюдаемые здесь изменения K_E не превышают 10—20%.

Суммируя изложенные сведения об интенсивности и характере проявления анизотропии деформационных свойств в горных массивах, отметим, что анизотропность горных пород тонко реагирует на изменение состояния горных массивов и обуславливает значительные вариации их деформационных показателей по различным направлениям. Амплитуда этих вариаций и большое число факторов, их определяющих, обуславливают практическую необходимость изучения анизотропии деформационных свойств для правильного задания расчетных параметров деформируемости при проектировании инженерных сооружений.

Изучение и прогноз деформационных явлений в земной коре, связанных как с вариациями поля естественных напряжений, так и с дополнительными инженерными нагрузками, определяют необходимость всестороннего исследования деформационных свойств горных пород в их естественном залегании. При этом в зависимости от поставленных задач и детальности исследований важно оценить свойства различных по величине объемов породы, начиная от блоков, соизмеримых по масштабу с образцами пород, до структурных элементов пород, имеющих линейные размеры в сотни метров и больше. Результаты настоящей работы свидетельствуют о том, что при инженерно-геологических исследованиях указанные задачи могут быть решены сейсмоакустическими методами. В этом случае общая схема количественного определения показателей деформируемости горных пород включает следующие основные операции:

1) изучение структурных особенностей исследуемого массива и его пространственное картирование по скоростям распространения упругих волн или динамическому модулю упругости;

2) изучение закономерностей изменения скоростей упругих волн в массиве и выявление факторов, обуславливающих эти изменения;

3) определение корреляционных зависимостей между динамическими упругими параметрами и деформационными характеристиками исследуемой среды.

Показано, что поставленная задача может быть успешно решена лишь на основании представления о зонально-блоковом строении локальных участков земной коры и в случае наличия в них структурных элементов (зон и блоков) различных порядков (размеров). Приведенные в работе экспериментальные данные свидетельствуют, что в целом такая среда обладает значительной деформационной неоднородностью и анизотропностью (квазианизотропностью), вследствие чего показатели ее деформационных свойств, определенные в различных масштабах измерений и по различным направлениям, могут существенно (в несколько раз) различаться. Поэтому при изучении деформационных свойств горных массивов важно не только получить количественные характеристики этих свойств при определенной масштабности исследований и в заданном направлении, но и оценить степень их изменчивости в зависимости от направления и масштаба. При сейсмоакустических исследованиях эти задачи

решаются на основании применения разночастотных модификаций метода (сейсмики, акустики, ультразвука) и широкого комплексирования наблюдений как во внутренних, так и во внешних точках среды.

При применении сейсмоакустических методов для оценки деформационных свойств горных пород необходимо иметь количественные связи между статическими и динамическими параметрами деформируемости. В работе детально обсуждаются существующие методы определения корреляционных зависимостей и анализируются полученные различными авторами экспериментальные данные. Установлено, что в общем случае указанные корреляционные связи определяются типом сравниваемых величин, уровнем действующих при статических испытаниях напряжений, количеством циклов статических нагружений и типом исследуемых пород.

Анализ экспериментальных данных показал, что при стандартизации условий определения статических модулей для различных комплексов пород существуют единые (обобщенные) корреляционные зависимости между статическими и динамическими параметрами. Получены подобные зависимости для карбонатных, метаморфических и изверженных горных пород. Эти зависимости могут быть рекомендованы для оценки деформационных свойств пород, слагающих различные участки земной коры.

Описанные в работе способы и приемы оценки деформационных свойств скальных массивов по данным сейсмоакустических методов применены при изучении оснований различных гидротехнических сооружений. Обобщение этих данных позволило установить общие закономерности в пространственной изменчивости деформационных показателей реальных геологических сред. В частности, выявлен общий характер изменения модулей упругости и деформации в блочных средах, характер изменения этих модулей с удалением от дневной поверхности в глубь массива, установлены закономерности изменения указанных характеристик вблизи зон тектонических нарушений и изучена степень влияния этих зон на модули, оценены пределы возможных изменений модулей за счет неоднородности и проявления масштабных эффектов, анизотропии и т. д. Перечисленные результаты использованы при обосновании проектов ряда гидротехнических объектов как в СССР, так и в зарубежных странах.

Накопленный к настоящему времени опыт применения сейсмоакустических методов при изучении деформационных свойств пород на участках гидротехнических сооружений говорит о высокой эффективности описанных в работе способов и приемов оценки деформационных показателей пород в их естественном залегании. Поэтому широкое внедрение метода в практику инженерных изысканий не только под гидротехнические, но и другие ответственные сооружения — туннели, крупные промышлен-

ные объекты и т. д. — несомненно позволит проводить более полное обследование горных массивов, а также даст возможность значительно упростить и удешевить процесс их изучения. Авторы надеются, что при дальнейшем совершенствовании и развитии сейсмоакустические методы с успехом будут применяться и для прогноза деформационных явлений в более крупных структурных элементах земной коры, и на основании их изучения — для прогноза мест и времени возникновения крупных землетрясений [90, 116].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенберг А. М., Клем-Мусатов К. Д., Ланда Е. И. Модель анизотропной сейсмической среды.— В кн.: Сейсмические волны в сложнопостроенных средах. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 64—110 с ил.
2. Андреев В. Н., Лаврова Л. Д. Геолого-геофизическое определение зон выветривания и разгрузки в гранитах ДнепроГЭС-II.— В кн.: Скальные основания гидротехнических сооружений. М., изд. Гидропроекта, 1977, с. 123—127 с ил.
3. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука»; 1970. 276 с. с ил.
4. Берзон И. С. Сейсморазведка тонкослоистых сред. М., «Наука», 1976. 234 с. с ил.
5. Берзон И. С., Пасечник В. И. О соотношениях скоростей низкочастотных и высокочастотных волн в некоторых моделях реальной среды.— В кн.: Сейсморазведка и акустический картаж на рудных месторождениях. Л., «Недра», 1969, с. 10—18 с ил.
6. Боканенко Л. И. Дисперсия и поглощение поперечных волн в винилпласте и плексиглазе.— «Физика Земли», 1967, № 8, с. 93—95 с ил.
7. Бреховских Л. М. Распространение звука в неоднородных средах.— «Акустический журнал», 1956, т. 2, вып. 3, с. 235—243 с ил.
8. Васильев Ю. И., Гуревич Г. И. О соотношении между декрементами затухания и скоростями распространения продольных и поперечных волн.— «Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1962, № 12, с. 1698—1716 с ил.
9. Газиев Э. Г. Механика скальных пород в строительстве. М., Стройиздат, 1973. 160 с. с ил.
10. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование. М., «Недра», 1971. 263 с. с ил.
11. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959. 378 с. с ил.
12. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975. 536 с. с ил.
13. Грды И., Горский О. Техническая записка о геологических условиях в створе главной плотины (ЧССР, Далешнице). Брно, 1970. 67 с. с ил.
14. Гришин М. М., Чинь-Бон, Шимельмиц Г. И. Изучение деформативных свойств основания гидротехнических сооружений.— «Гидротехническое строительство», 1972, № 8, с. 28—30 с ил.
15. Грунтоведение. М., Изд-во МГУ, 1971. 595 с. с ил. Авт.: Е. И. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиангиров и др.
16. Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1970. 552 с. с ил.

17. *Гуревич Г. И.* Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М., «Наука», 1974. 483 с. с ил.
18. *Гуреев А. М.* Инженерно-геологическая модель скального массива в основании гидротехнического сооружения.— В кн.: Дискретные среды в гидротехническом строительстве. Л., «Энергия», 1972, с. 5—14 с ил.
19. *Гуреев А. М., Воронков О. К., Моторин Г. А.* Методика построения сейсмогеологических моделей скальных массивов по данным сейсмических методов разведки.— В кн.: «Дискретные среды в гидротехническом строительстве. Л., «Энергия», 1972, с. 18—22 с ил.
20. *Давыденков Н. Н.* О рассеянии энергии при вибрации.— «Журнал технической физики», 1938, № 8, с. 483—499.
21. *Джегер Ч.* Механика горных пород и инженерные сооружения. М., «Мир», 1975. 255 с. с ил.
22. *Динамические* характеристики сейсмических волн в реальных средах. М., Изд-во АН СССР, 1962. 511 с. с ил. Авт.: И. С. Берзон, А. М. Епинатьева, Г. Н. Парийская, С. П. Стародубровская.
23. *Евдокимов П. Д., Сапегин Д. Д.* Прочность, сопротивляемость сдвигу и деформируемость оснований сооружений на скальных породах. Л., «Энергия», 1964. 273 с. с ил.
24. *Епинатьева А. М.* Физические основы сейсмических методов разведки. М., Изд-во МГУ, 1970. 104 с. с ил.
25. *Епинатьева А. М.* Скорость распространения сейсмических волн в кристаллических и метаморфических породах.— «Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1975, № 2, с. 93—106 с ил.
26. *Епинатьева А. М., Карус Е. В., Невский М. В.* Природа анизотропии скоростей сейсмических волн в осадочных толщах.— «Докл. АН СССР», 1971, с. 201, № 2, с. 331—334 с ил.
27. *Ефимова Е. А.* Решение прямой задачи сейсмического просвечивания численными методами.— «Вестник МГУ», 1973, № 5, с. 118—122.
28. *Исследование* горного давления геофизическими методами. М., «Наука», 1967. 215 с. с ил. Авт.: Ю. В. Ризниченко, И. Ванек, В. Сибек и др.
29. *Кереселидзе С. Б.* Тектоническая трещиноватость и прочностные свойства нижнемеловых пород участка плотины Ингурской ГЭС.— «Труды Грузинск. политехническ. ин-та». Вып. 4. Тбилиси, изд. Грузинск. политехническ. ин-та, 1972, с. 187—193 с ил.
30. *Клем-Мусатов К. Д.* Некоторые вопросы распространения упругих волн в трещиноватой среде.— В кн.: Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. Новосибирск, «Наука», 1966, № 3, с. 41—47 с ил.
31. *Кольский Г.* Волны напряжения в твердых средах. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1956. 192 с. с ил.
32. *Кондратьев О. К., Гамбурцев А. Г.* Сейсмические исследования в прибрежной части Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1963. 188 с. с ил.
33. *Коптев В. И.* Определение упругих свойств горных пород методом УЗК в инженерной сейсморазведке. М., ИФЗ АН СССР, 1968. 132 с. с ил.
34. *Корреляционный* метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952. 239 с. с ил. Авт.: Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон и др.

35. *Крамбейн У., Грейбилл Ф.* Статистические методы в геологии. М., «Мир», 1969. 397 с. с ил.
36. *Куонджич Б. Д.* Исследования механических свойств скальных пород в Югославии.—«Вестник МГУ», 1971, № 1, с. 55—70 с ил.
37. *Лаврова Л. Д.* Изучение анизотропии скального массива сейсмоакустическими методами.—«Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1976, № 11, с. 24—31 с ил.
38. *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Теория упругости. М., «Наука», 1965. 203 с. с ил.
39. *Лонд П.* Механика скальных пород и основания больших плотин. (Доклад на советско-французском симпозиуме по гидротехническим сооружениям в сентябре 1973 г.). М., изд. Гидропроекта, 1973. 70 с. с ил.
40. *Лыкошин А. Г.* Инженерно-геологические исследования несущей способности скальных пород.—«Гидротехническое строительство», 1963, № 8, с. 16—20 с ил.
41. *Лыкошин А. Г.* Современные проблемы и вопросы инженерно-геологических изысканий для гидротехнического строительства.—В кн.: Инженерно-геологические изыскания. М., изд. Гидропроекта, 1976, с. 20—31.
42. *Ляв А.* Математическая теория упругости. М. ОНТИ НКТП СССР, 1935. 674 с. с ил.
43. *Мастичкий А. К., Джигаури Г. М., Кереселидзе С. Б.* Инженерно-геологические особенности основания арочной плотины Ингурской ГЭС.—«Гидротехническое строительство», 1974, № 6, с. 3—6 с ил.
44. *Механика насыщенных пористых сред.* М., «Недра», 1970. 335 с. с ил. Авт.: В. Н. Николаевский, К. С. Басниев, А. Т. Горбунов, Г. А. Зотов.
45. *Модель трещиноватого скального массива (на примере Токтогульского гидроузла на р. Нарын).*—В кн.: Дискретные среды в гидротехническом строительстве. Л., «Энергия», 1972, с. 32—40 с ил. Авт.: В. З. Чечот, В. В. Каякин, М. Л. Каган, А. В. Андрианов.
46. *Молотова Л. В.* Изучение скоростей распространения продольных и поперечных сейсмических волн в реальных средах. М., ИФЗ АН СССР, 1967. 138 с. с ил.
47. *Мюллер Л.* Инженерная геология. Механика скальных массивов. М., «Мир», 1971. 255 с. с ил.
48. *Напряженное состояние земной коры.* М., «Наука», 1973. 186 с. с ил.
49. *Невский М. В.* Квазидисперсия скоростей сейсмических волн. М., «Наука», 1974. 179 с. с ил.
50. *Никитин В. Н.* О соотношении между динамическим E_d и статическим E_c модулями упругости скальных горных пород.—«Разведочная и промысловая геофизика». Вып. 45. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 36—41 с ил.
51. *Никитин В. Н.* Сейсморазведка на поверхности земли. Методика изысканий. М., изд. ПНИИС, 1969, с. 85—140 с ил.
52. *Никитин В. Н., Новиков Н. Ф., Федоренко А. И.* Схематизация основания плотины Чиркейской ГЭС по деформационным свойствам.—В кн.: Дискретные среды в гидротехническом строительстве. Л., «Энергия», 1972, с. 26—29 с ил.
53. *Николаев А. В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., «Наука», 1973. 174 с. с ил.

54. *Паненков А. С., Ухов С. Б.* О распределении деформационных характеристик на массив трещиноватых скальных пород.— В кн.: Дискретные среды в гидротехническом строительстве. Л., «Энергия», 1972, с. 22—26 с ил.
55. *Перепеленко В. И., Гельман Б. В., Буров Е. К.* Результаты сейсмоакустических работ по участку плотины Токтогульской ГЭС за 1962—1969 гг. Ташкент, изд. Саогидропроект, 1970. 100 с. с ил.
56. *Принципы инженерно-геологического моделирования для целей гидротехнического строительства.*—«Гидротехническое строительство», 1972, № 3, с. 7—11. Авт.: А. Г. Лыкошин, Н. А. Шешеня, Е. С. Карпышев и др.
57. *Проектирование и строительство больших плотин.* М., «Энергия», 1966. 203 с. с ил.
58. *Рац М. В.* Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., «Наука», 1968. 108 с. с ил.
59. *Рац М. В.* Структурные модели в инженерной геологии. М., «Недра», 1973. 214 с. с ил.
60. *Реология.* Теория и приложения. Под ред. Ф. Эйриха. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 824 с. с ил.
61. *Ризниченко Ю. В.* О сейсмической квазианизотропии.—«Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр.», 1949, т. 12, № 6, с. 518—544 с ил.
62. *Роза С. А., Зеленский Б. Д.* Исследование механических свойств скальных оснований гидротехнических сооружений. М., «Энергия», 1967. с. 392 с ил.
63. *Романовский М. И.* Математическая статистика. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961. 637 с. с ил.
64. *Рытов С. М.* Акустические свойства мелкослоистой среды.—«Акустический журнал», 1956, т. 2, вып. 1, с. 71—84 с ил.
65. *Савич А. И.* Упругие свойства пород в массиве вблизи горных выработок.—«Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1965, № 11, с. 20—34 с ил.
66. *Савич А. И.* Определение упругих и фильтрационных свойств скальных пород при помощи ультразвука.— В кн.: Геоакустика. М., «Недра», 1966, с. 125—135 с ил.
67. *Савич А. И.* Оценка упругих свойств массива по данным сейсмоакустических исследований в горных выработках.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Л., «Недра», 1966, с. 144—161 с ил.
68. *Савич А. И.* Оценка степени неоднородности пород в массиве сейсмоакустическими методами.— В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 321—330 с ил.
69. *Савич А. И.* Методические указания по применению сейсмоакустических методов для оценки деформационных свойств скальных пород. М., изд. Гидропроект, 1970. 68 с. с ил.
70. *Савич А. И.* О глубине захвата упругих волн.— В кн.: Инженерная геофизика. М., изд. Гидропроект, 1971, с. 29—40 с ил.
71. *Савич А. И., Яценко З. Г.* Использование сейсмоакустических методов для оценки деформационных свойств скальных оснований гидротехнических сооружений.—«Гидротехническое строительство», 1967, № 12, с. 29—35 с ил.
72. *Савич А. И., Коптев В. И.* Изучение упругих свойств и трещиноватости пород комплексом сейсмоакустических методов.— В кн.: Методы инже-

нерно-геологического изучения скальных пород. М., изд. ВСЕГИНГЕО, 1969, с. 61—78 с ил.

73. Савич А. И., Лаврова Л. Д. Оценка неоднородности упругих свойств скальных пород по данным комплекса разночастотных модификаций сейсмоакустики.— В кн.: Инженерная геофизика. М., изд. Гидропроекта, 1971, с. 119—126 с ил.

74. Савич А. И., Кереселидзе С. Б. Обоснование параметров зоны съема в котловане арочной плотины Ингури ГЭС.— «Гидротехническое строительство», 1974, № 6, с. 11—15 с ил.

75. Савич А. И., Коптев В. И., Григорьянц Э. А. Изучение естественных напряжений в массивах горных пород сейсмоакустическими методами.— В кн.: Скальные основания гидротехнические сооружений. М., изд. Гидропроекта, 1974, с. 123—133 с ил.

76. Савич А. И., Яценко З. Г., Горбунов А. А. Опыт исследований пород основания Ингуурской арочной плотины сейсмическим методом.— «Гидротехническое строительство», 1976, № 7, с. 9—13 с ил.

77. Сапегин Д. Д. Полевые исследования деформационных свойств битуминозных известняков.— В кн.: Сборник научных трудов. Л., «Энергия», 1966, с. 55—78 с ил.

78. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных горных пород. М., «Недра», 1969. 238 с. с ил. Авт.: А. И. Савич, В. И. Коптев, В. Н. Никитин, З. Г. Яценко.

79. Силаева О. И. Исследования с помощью ультразвука скоростей распространения упругих волн и упругих параметров в образцах горных пород при одностороннем давлении. М., Изд-во АН СССР, 1962. 111 с. с ил.

80. Силаева О. И., Замахаев А. М. Изменение анизотропии скорости продольных волн в образцах горных пород при водонасыщении.— «Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1974, № 8, с. 18—23 с ил.

81. Тер-Микаэлян К. А. Изучение деформационных свойств основания арочной плотины Ингури ГЭС.— «Основания, фундаменты и механика грунтов», 1966, № 5, с. 20—22 с ил.

82. Технический прогресс в проектировании и строительстве высоких плотин. Под ред. А. А. Борового. М., «Энергия», 1976. 512 с. с ил.

83. Ткачук Э. И. Изучение зависимости деформации кварцевых порфиров участка Капчагайской ГЭС от их трещиноватости.— «Труды Гидропроекта». Вып. 14. М., «Энергия», 1966, с. 204—217 с ил.

84. Указания по выбору расчетных характеристик деформируемости скальных оснований гидросооружений. М., изд. Гидропроекта, 1973. 86 с. с ил.

85. Урупов А. К., Лапин С. И., Скорости сейсмических волн в анизотропных слоисто-трещиноватых средах.— «Прикладная геофизика». Вып. 67. М., «Недра», 1972, с. 3—16 с ил.

86. Ухов С. Б. О современном состоянии и ближайших задачах механики скальных оснований гидротехнических сооружений.— «Гидротехническое строительство», 1973, № 8, с. 7—9.

87. Ухов С. Б. Учет особенностей строения скальных массивов при исследованиях деформируемости оснований гидротехнических сооружений.—

В кн.: Скальные основания гидротехнических сооружений. М., изд. Гидропроекта, 1974, с. 104—117 с ил.

88. Ухов С. Б., Паненков А. С. О связи статических и динамических деформационных показателей скальных пород по крупномасштабным опытам в массиве.—«Гидротехническое строительство», 1968, № 11, с. 33—37 с ил.

89. Федоров Ф. И. Теория упругих волн в кристаллах. М., «Недра», 1965. 386 с. с ил.

90. Физика очага землетрясений. М., «Наука», 1975. 244 с. с ил.

91. Фишман Ю. А. Развитие механики скальных массивов и исследований скальных оснований гидротехнических сооружений в СССР.—В кн.: Скальные основания гидротехнических сооружений. М., изд. Гидропроекта, 1974, с. 3—30 с. ил.

92. Фишман Ю. А., Андреев В. Н. Влияние напряженного состояния на формирование трещин в скальном массиве.—В кн.: Отражение современных полей напряжений и свойств пород в состоянии скальных массивов. Апатиты, изд-во АН СССР, 1977, с. 97—98.

93. Чечулин Б. Н. Масштабный фактор и статистическая природа прочности металлов. М., Metallurgizdat, 1963. с. 120 с ил.

94. Шаумян Л. В. Физико-механические свойства массивов скальных горных пород. М., «Наука», 1972. 118 с. с ил.

95. Экспериментальное изучение анизотропии скоростей в сейсмических толщах.—«Изв. АН СССР, сер. Физика Земли», 1972, № 4, с. 37—52 с ил. Авт.: А. М. Епинатьева, М. В. Невский, Н. Ф. Юхнин, Г. В. Александрова.

96. Яценко З. Г., Савич А. И., Контев В. И. Основные направления инженерной сейсмоакустики в гидротехническом строительстве.—В кн.: Инженерная геофизика. М., изд. Гидропроекта, 1971, с. 5—14.

97. Bollo M. F. Résultats de recherches géotechniques sur une série de sites de barrages. R—21 Q—28. 8th Congrès de Large Dams. Edinburg, 1964, vol. 1, p. 405—423.

98. Bukovansky M. Determination of Elastic Properties of Rocks Using Various In Situ and Laboratory Methods. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 329—332.

99. Clark G. B. Deformation of moduli in rocks.—«Testing Techniques for Rock Mechanics». Am. Soc. Testing und Material Publ. Philadelphia, 1974, No. 402, p. 133—174.

100. Complex Research of Rock Mass Mechanical Characteristic for the Mratinje Arch Dam. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 3, p. 587—598. Авт.: К. Jvanović, L. Jovanović, O. Marcovic and other.

101. Čolić B., Nocolić T. Resultati istraživanja stenskih masa na prgradnom mestu «Čiflik».—«Vesnik inženjerska geologija i hidrogeologija». Beograd, 1969, Knjiga IX, Serija B, Tome IX, s. 17—41.

102. Dvorak A. Seismic and Static Modulus of Rock Masses. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 313—318.

103. Ide J. M. Comparison of statically and dynamically determined Young's modulus of rocks. Proceeding National Acad. of Sciences, 1936, v. 22, No. 2. p. 81—92.

104. Investigation of rock jointing by seismoacoustic methods.—«Symposium

Soc. Internat. Mecanique des Roches». Nancy. 1971, R. 1—19. Auth. A. G. Lykoshin, S. G. Yaschenko, A. D. Mikhailov and other

105. *Kujundžić B.* Anisotropie des Massifs Rocheux. Proceedings of the Fourth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, London, 1957, p. 60—71.

106. *Kujundžić B.* Contribution of Yugoslav Experts to the Development of Rock Mechanics. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 4, p. 169—175.

107. *Kujundžić B. and Grujić N.* Correlation between static and dynamic investigations of rock mass «in situ». Proceedings of the First Congress of the International Society of Rock Mechanics. Lisboa, 1966, vol. 1, p. 565—570.

108. *Kujundžić B., Colić B., Radosavljević Z.* Komplexe Untersuchung des mechanischen Verhaltens der Felsmasse für die Gründung der Bauwerke des Wasserkraft und Schiffahrtssystems Derdap. Proceedings of the second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 3, p. 599—607.

109. *Lane P. G. T.* Seismic activity of man-made reservoirs. Proceedings Inst. Civ. Eng., 1971, No. 50, p. 15—24.

110. *Link H.* Evaluation of elasticity moduli of dam foundation rock determined seismically in comparison to those arrived at statically. Transact. VIII Internat. Congress on Large Dams. Edinburg, 1964, vol. 1, p. 833—858.

111. *Link H.* Sum Verhaelthis seismisch und statisch ermittelter Elastizitätsmoduln von Fells.—«Felsmechanik und Ingenieurgeol», 1968, Supp. IV, s. 90—110.

112. *Masuda H.* Utilization of elastic longitudinal wave velocity for determining the elastic property of dam foundation rocks. Transact VIII Internat. Congress on Large Dams. Edinburg, 1964, vol. p. 287—312.

113. *Merkler G., Vladut T., Metaxa V.* Geophysikalische Messungen, angewandt zur Ermittlung einiger Materialkennwerte des Gevirges. Ergebnisse und Problematik diesser Messungen. Proceedings of the second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 103—114.

114. *Musgrave M. Y. P.* On the Propagation of Elastic Waves in Anisotropic Media. Proceedings of the Royal Society. Ser. A. Math and Phys. Sciences, 1954, vol. 226, No. 1166, p. 339—366.

115. *Musgrave M. Y. P.* The Propagation of Elastic Waves in Crystals and other Anisotropic Media.—«Reports on Progress in Physics», 1959, vol. 22, p. 74—96.

116. *Nur A.* Tectonophysics: the study of relations between deformation and forces in the Earth. Proceedings of the Third Congress of the ISRM. Washington, 1974, vol. 1, Part. A., p. 243—317.

117. *Pacher F.* Deformability of Rock Masses: Mechanism and character of deformations, Effects of loading and time. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 4, p. 213—219.

118. *Postma G. W.* Wave propagation in a Stratified Medium.—«Geophysics», 1955, vol. XXX, No. 4, p. 780—806.

119. *Rock Mechanics* in Engineering Practice. Edited K. G. Stagg and O. C. Zienkiewicz. John Wiley Sons, London—New-York—Sydney, 1968, p. 429.

120. *Rothe I. P.* Seismic artificiels (man-made earthquakes).—«Tectonophysics, 1970, No. 9, p. 215—238.

121. *Roussel I. M.* Etude théorique et expérimentale du module dynamique des massifs rocheux.—«Revue de l'Industrie Minérale», 1968, vol. 50, No. 8, p. 1—28.

122. *Seeber G.* 10 Jahre Einsatz der TYWAG—Radialpresse. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 439—448.

123. *Studie of Properties and Conditions of Rock Massifs by Seismic-Acoustic Methods.* Proceedings of the Second Congress ISRM, Beograd, 1970, vol. 1, p. 81—88. Aut.: A. G. Lykoshin, S. G. Yaschenko, A. I. Savich, V. I. Koptev.

124 *Theil K., Linowski H., Lukaszek R.* Etude de la déformabilité d'un massif rocheux hétérogène. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 525—532.

125. *Timur A. E., Ada E.* A Study on Correlation of Dinamic and Static Elasticity Mudulus Determined bu In Situ and Laboratory Tests. Proceedings of the Second Congress of the ISRM. Beograd, 1970, vol. 1, p. 543—550.

126. *Ukhov S. B. and Tsytovich N. A.* Some principles of mechanical properties of chloritic schists. Proceedings of the I Congress ISRR, Lisboa, 1966, vol. 1, p. 781—786.

127. *Wyllie M. R.* An experimental investigation of factors, affecting elastic wave velocities in porous media.—«Geophysics», 1958, vol. 23, No. 3, p. 340—460.

128. *Zisman W. A.* Comparison of the statically and seismologically determined elastic constants of rocks. Proceedings National Acad. of Sciences, 1933, v. 19, No. 7, p. 680—686.

Введение	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ	
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД	
Глава 1. Деформационные свойства горных пород	5
Способы описания деформационных свойств в механике горных пород. Методы определения показателей деформируемости в механике горных пород	7 11
Глава 2. Теоретические зависимости между параметрами упругих волн и показателями деформационных свойств идеализированных моделей ре- альных сред	16
Сплошные однородные упругие среды	16
Дискретные упругие среды	21
Неоднородные упругие среды	24
Упруго-вязкие твердые среды	25
Глава 3. Факторы, определяющие различие показателей деформируемо- сти по данным различных видов исследований	27
Влияние на модуль упругости длительности силового воздействия. . .	29
Влияние на модуль упругости уровня действующих напряжений . . .	33
Глава 4. Экспериментальные данные о соотношениях между показа- телями деформируемости скальных горных пород, определяемых стати- ческими и динамическими методами	35
Соотношения между статическим и динамическим модулями упругости	35
Связь между динамическим модулем упругости и модулем деформации	44
Глава 5. Способы количественного определения модулей упругости и деформации по данным сейсмоакустических исследований	48
Определение модуля упругости	49
Определение модуля деформации	51
Общий вид зависимости между статическими и динамическими показате- лями деформируемости. Условия определения корреляционных связей	53
Глава 6. Способы количественного определения структуры, свойств и состояния пород	56
Пространственная схематизация исследуемых массивов	56
Изучение неоднородности горных пород	58

Изучение анизотропности горных пород в их естественном залегании . . .	64
Изучение трещиноватости горных пород в их естественном залегании . . .	66

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	70
--	----

Глава 1. Методика определения динамических упругих параметров . . .	71
--	----

Определение скоростей упругих волн	72
--	----

Определение динамического модуля упругости и коэффициента Пуассона	75
--	----

Глава 2. Способы и методика установления корреляционных зависимостей между статическими и динамическими параметрами деформируемости	82
--	----

Способы прямой корреляции	82
-------------------------------------	----

Способы косвенной корреляции	86
--	----

Глава 3. Методика определения статических показателей деформируемости скальных горных пород по данным сейсмоакустических исследований	89
--	----

Вычисление частных значений модулей	89
---	----

Методика расчета обобщенных характеристик	91
---	----

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ МАССИВОВ СКАЛЬНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 1. Общие сведения о геологическом строении и упругих свойствах пород рассматриваемых объектов	94
--	----

Ингурская ГЭС	94
-------------------------	----

Токтогульская ГЭС	97
-----------------------------	----

Гидроузел Кырджали	98
------------------------------	----

Усть-Илимская ГЭС	100
-----------------------------	-----

Курпсайская ГЭС	102
---------------------------	-----

Район Зеленчукских ГЭС	104
----------------------------------	-----

Глава 2. Соотношения между статическими и динамическими параметрами деформируемости горных пород, слагающих участки некоторых гидротехнических объектов	106
--	-----

Связи между величинами ν_p , E_d , E_y и E_0 для карбонатных пород участка Ингурской ГЭС	106
--	-----

Связи между статическими и динамическими показателями деформируемости известняков района Токтогульской ГЭС	115
--	-----

Связи между величинами ν_p , E_d , $E_{0\Sigma}$ и E_y для кристаллических сланцев и гнейсов гидроузла Кырджали	123
---	-----

Связи между величинами ν_p , E_d , E_y и E_0 для диабазов и песчаников Усть-Илимской ГЭС	128
--	-----

Связи между величинами σ_R , E_d , E_0 и E_y для песчаников и алевролитов на участках Курпсайской, Нурекской и Зеленчукских ГЭС	133
Глава 3. Анализ и обобщение экспериментальных данных о связях между статическими и динамическими показателями деформируемости горных пород	138
Общий характер экспериментальных зависимостей между статическими и динамическими показателями деформируемости горных пород	139
Анализ причин, определяющих изменчивость параметров корреляционных уравнений связи между статическими и динамическими показателями деформируемости горных пород	146
Обобщение данных о соотношениях между статическими и динамическими параметрами деформируемости осадочных горных пород	157
Обобщенные связи между величинами σ_R , E_d , E_y и E_0 для метаморфических горных пород	165
Обобщение данных по связям между статическими и динамическими показателями деформируемости для изверженных горных пород	169
Глава 4. Основные закономерности в изменении деформационных свойств массивов скальных горных пород, установленные по данным сейсмоакустических исследований	175
Общие особенности пространственной изменчивости деформационных свойств пород в горных массивах	175
Влияние интенсивности и характера трещиноватости на показатели деформационных свойств горных массивов	184
Характер и интенсивность проявления объемного масштабного эффекта при определении деформационных свойств скальных горных пород	186
Анизотропия деформационных свойств скальных пород в их естественном залегании	192
Заключение	201
Список литературы	204

Анатолий Игоревич Савич

Зоя Григорьевна Ященко

ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГИХ
И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД
СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Редактор издательства Н. Г. Богачева

Обложка художника К. В. Голикова

Художественный редактор В. В. Быкова

Технический редактор Е. С. Сычева

Корректор Л. С. Апасова

Сдано в набор 12.05.78.

Подписано в печать 11.01.79. Т-02417

Формат 60×90^{1/16} Бумага № 2 Гарнитура литерат.

Печать высокая. Печ. л. 13,5. Уч.-изд. л. 13,14

Тираж 1400 экз. Заказ № 1507/5552-3 Цена 65 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,

Третьяковский проезд, д. 1/19.

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома

при Государственном комитете СССР

по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»

готовятся к печати новые книги:

ГОРЯИНОВ Н. Н., ЛЯХОВИЦКИЙ Ф. М. Сейсмические методы в инженерной геологии. 8 л., 40 к.

В книге освещены вопросы использования сейсмических методов при инженерно-геологических исследованиях—изучении оползней, обвалов, карста, мерзлоты, изысканиях под промышленное и гражданское строительство, под тоннели, трубопроводы и др., гидромелиоративных работах, поисках месторождений строительных материалов. Рассмотрены особенности методики работ и интерпретации материалов, в том числе с использованием ЭВМ.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, работающих в инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии, строительстве, горном деле.

ИЗУЧЕНИЕ сложнопостроенных структур с применением непрерывных управляемых источников сейсмических волн. Авт.: Иванова И. В., Кобылкин И. А., Ужакин Б. А. и др. 13 л. 70 к.

В книге рассмотрены методика и техника полевых работ с непрерывными управляемыми источниками сейсмических волн, в качестве которых применяется детонирующий шнур, излагаются результаты применения таких источников при решении различных разведочных задач, например при прослеживании поверхности соли, зон тектонических нарушений и др. Описаны способы лабораторной обработки информации методом управления фронтами волн.

Книга рассчитана на инженерно-технических и научных работников геофизической службы.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов: № 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В издательстве «Недра»
готовятся к печати новые книги:

ГОРЯИНОВ Н. Н., ЛЯХОВИЦКИЙ Ф. М. Сейсмические методы в инженерной геологии. 8 л., 40 к.

В книге освещены вопросы использования сейсмических методов при инженерно-геологических исследованиях—изучении оползней, обвалов, карста, мерзлоты, изысканиях под промышленное и гражданское строительство, под тоннели, трубопроводы и др., гидромелиоративных работах, поисках месторождений строительных материалов. Рассмотрены особенности методики работ и интерпретации материалов, в том числе с использованием ЭВМ.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, работающих в инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии, строительстве, горном деле.

ИЗУЧЕНИЕ сложнопостроенных структур с применением непрерывных управляемых источников сейсмических волн. Авт.: Иванова И. В., Кобылкин И. А., Ужакин Б. А. и др. 13 л. 70 к.

В книге рассмотрены методика и техника полевых работ с непрерывными управляемыми источниками сейсмических волн, в качестве которых применяется детонирующий шнур, излагаются результаты применения таких источников при решении различных разведочных задач, например при прослеживании поверхности соли, зон тектонических нарушений и др. Описаны способы лабораторной обработки информации методом управления фронтами волн.

Книга рассчитана на инженерно-технических и научных работников геофизической службы.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:
№ 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

65 коп.

2855

НЕДРА