

*Н. Е. Галдин*

---

Физические  
свойства  
глубинных  
метаморфических  
и магматических  
пород  
при высоких  
давлениях  
и температуре

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ЯДЕРНОЙ ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

*Н. Е. Галдин*

ФИЗИЧЕСКИЕ  
СВОЙСТВА  
ГЛУБИННЫХ  
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
И МАГМАТИЧЕСКИХ  
ПОРОД  
ПРИ ВЫСОКИХ  
ДАВЛЕНИИ  
И ТЕМПЕРАТУРЕ

Под редакцией д-ра геол.-минер. наук И. А. Резанова



МОСКВА «НЕДРА» 1977



Галдин Н. Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлении и температуре. М., «Недра», 1977. 127 с.

Описаны физико-механические свойства горных пород (скорость распространения упругих волн, плотность, пористость, анизотропность и др.), детально изученные при давлении до 20 кбар и температуре до 300°C. Измерения производились на образцах глубинных магматических и метаморфических пород амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, отобранных систематически по отдельным блокам и комплексам восточной части Балтийского щита. Изучены коллекции образцов пород с Анабарского массива, из трубок взрыва на Сибирской платформе и на Памире, из глубоких скважин на Русской платформе. Детально изучались петрохимические, петрографические и структурные особенности пород.

В результате проведенной работы выделены главные разновидности метаморфических и магматических пород древнейших комплексов земной коры и намечены пределы изменения их минерального состава, химизма и физических свойств. Обнаружено большое сходство состава и свойств отдельных разновидностей пород разных регионов, а также ряд общих геолого-структурных особенностей больших толщ и комплексов. Обнаружена тесная связь плотности и упругих свойств с содержанием ряда окислов, а также тесная связь этих параметров со средними молекулярными и атомными объемами.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, занимающихся вопросами глубинного строения земной коры.

Табл. 22, ил. 39, список лит.— 72 назв.

Выпущено по заказу Всесоюзного научно-исследовательского института ядерной геофизики и геохимии.

Г 20804—266  
без объявл.  
043(01)—77

© Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии, 1977.

В течение ряда лет автор занимался изучением структуры и петрологии метаморфических толщ Карелии и Кольского полуострова, а также физических свойств магматических и метаморфических пород при высоких давлении и температуре. В некоторых случаях проводились комплексные исследования различных физических свойств пород на одних и тех же образцах. Например, совместно с А. Т. Бондаренко выполнено комплексное изучение физико-механических и электрических свойств большой коллекции базальтов из различных месторождений [5], совместно с В. А. Тюремновым и М. П. Воларовичем — комплексные исследования петрографии, геохимии, физико-механических и магнитных свойств пород для некоторых районов Кольского полуострова [9, 39].

Кроме горных пород Карелии и Кольского полуострова была изучена большая коллекция глубинных метаморфических пород и включений из трубок взрыва, собранных Б. Лутцем и А. Акимовым.

Наряду со свойствами горных пород изучались некоторые физические свойства важнейших породообразующих минералов и мономинеральных агрегатов [15, 16] с целью расшифровки аномального характера изменения ряда физических свойств горных пород под давлением, а также уточнения упругих констант породообразующих минералов, которые до последнего времени определялись в основном лишь при нормальных условиях. Автор пытался выявить упругую анизотропию глубинных метаморфических пород при различных давлениях [17, 18, 41] и ультраосновных пород — возможных компонентов верхней мантии [18 и др.], соотношения между составом и различными свойствами на примере простых соединений из классов окислов и силикатов [16], а также горных пород, их групп и целых комплексов [19]. Делались попытки использовать полученные данные для выяснения глубинного строения и структуры древних докембрийских комплексов и крупных блоков континентальной коры в основном на примере восточной части Балтийского щита [19, 20].

Следует отметить, что измерения скоростей распространения продольных и поперечных волн проводились последовательно на одном и том же образце, а измерения в метаморфических породах велись в соответствии со структурными осями координат (определялась также ориентировка минералов), что позволило получить детальную характеристику анизотропии продольных и поперечных волн. К сожалению, во многих работах такого направления измеряются лишь скорости распространения продольных волн, а анизотропия оценивается по неполным данным.

В результате проведенного комплекса исследований и анализа литературных данных у автора сложились определенные представления о главных типах пород метаморфических комплексов и их свойствах. Эти представления вместе с полученными автором экспериментальными данными и являются основой предлагаемой работы.

## О МЕТОДИКЕ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Измерения скоростей распространения волн  $v_p$  и  $v_s$  под давлением проводились в основном на установках типа поршневого пьезометра при квазигидростатическом сжатии [10].

С целью повышения точности измерений при давлении ниже 10 кбар были использованы камеры диаметром 40 и 30 мм (давление до 5 и 10 кбар соответственно). Цилиндрические образцы пород имели следующие размеры: 1) диаметр 36 мм, высота 40—45 мм; 2) диаметр 27 мм, высота 32 мм и 3) диаметр 18,5 мм, высота 24 мм. На рис. 1 показана общая схема установки высокого давления, а на рис. 2 — графики для вычисления среднего давления в камере на 10 кбар и для внесения поправок по времени  $t$ . Из рис. 2 видно, что величина трения в свинцовой оболочке при  $p \approx 10$  кбар достигает 0,35 кбар, поэтому начальная точка для отсчета времени прохождения упругой волны бралась при таком же давлении, а начальные значения  $r_p$  и  $r_s$  в образцах определялись вне камеры высокого давления прямым измерением. Суммарные поправки по времени вносились на основании графиков, вычисленных из тарировочных кривых и из изменений толщины свинцовых торцов в процессе опыта (с учетом увеличения скорости распространения упругих волн в свинце). Свинец, использованный для опытов, характеризовался следующими скоростями распространения упругих волн:  $v_p = 2320$  м/с,  $v_s = 960$  м/с. При вычислении поправок за изменение длины образцов под давлением исходили из объемной сжимаемости для образцов пород и линейной сжимаемости для минералов.

Как видно на рис. 2, поправки по времени имеют довольно большие значения, сопоставимые с теми изменениями, которые вызываются эффектом давления. В этом заключается основной недостаток данной методики. Он частично компенсируется высокой стабильностью работы установки, которая отличается простотой и надежностью конструкции. Установка позволяет последовательно в одном и том же образце измерять величины  $v_p$  и  $v_s$  при постоянном направлении распространения волны и при различных направлениях смещения в волне. В качестве датчиков и приемников продольных волн использовались пластинки из керамики ЦТС-19, а для поперечных волн — кристаллы кварца  $Y$ -реза.

Кроме того, для измерения  $v_p$  и  $v_s$  при небольших давлениях (до 0,5—1,0 кбар) постоянно применялся метод осевого сжатия. Сжатие образцов осуществлялось наковальнями с вмонтированными в них датчиками (см. рис. 1), которые использовались при

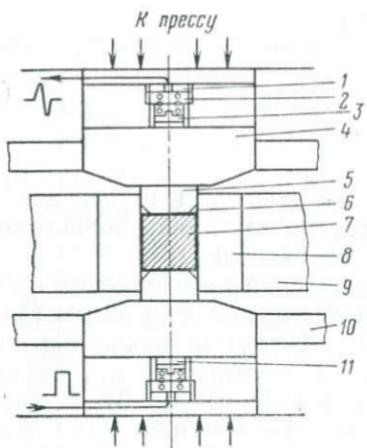
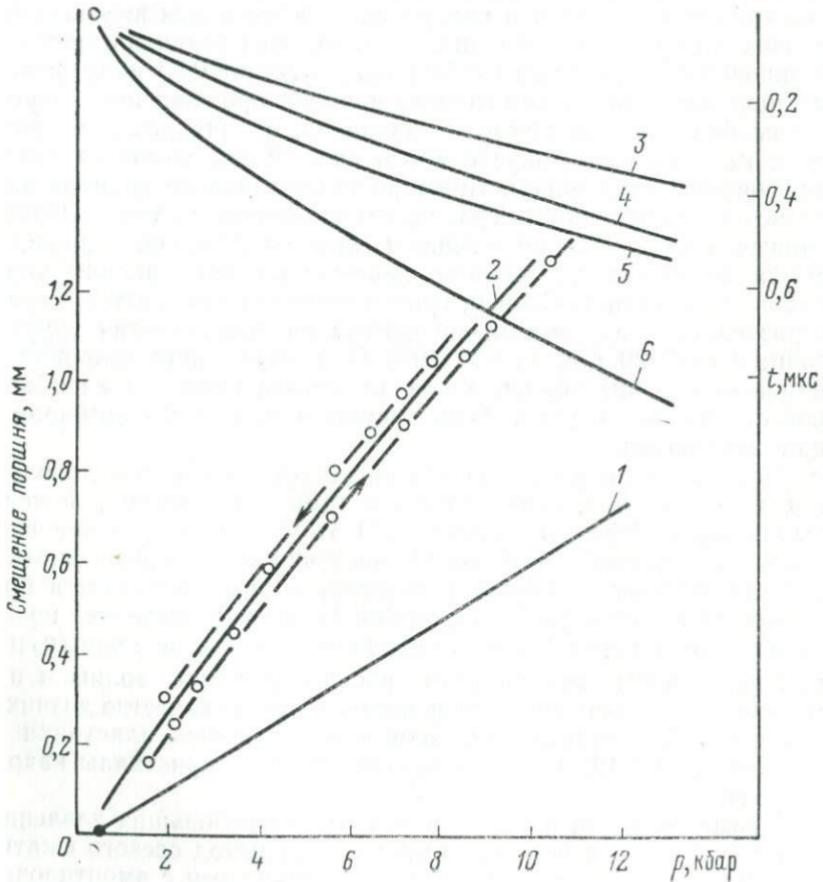


Рис. 1. Схема установки высокого давления.

1 — резьбовая пробка; 2 — пружина; 3 — колпачок (электрод); 4 — наковальня; 5 — поршень; 6 — запорное кольцо; 7 — образец в свинцовой оболочке; 8 — камера высокого давления; 9 — поддерживающее кольцо; 10 — трансверса; 11 — пьезоэлектрический датчик

Рис. 2. Графики для вычисления среднего давления в камере на 10 кбар и для внесения поправок по времени  $t$ .

1 — тарировочная кривая системы, создающей давление (наковальни и поршни) по смещениюм; 2 — средняя кривая для вычисления давления в камере; 3, 4 — тарировочные кривые системы по времени прохождения продольной и поперечной волн соответственно; 5 и 6 — графики суммарных поправок по времени для продольных и поперечных волн соответственно при толщине свинцовых торцов 3 мм. Графики со стрелками — кривые прямого и обратного ходов



работе с камерами высокого давления. Величины  $v_r$  и  $v_s$  изменились вдоль оси сжатия. Данные, полученные при осевом сжатии и квазигидростатическом давлении, совпадают (при давлении до 0,8—1,0 кбар). Характерная особенность поведения большей части пород под давлением состоит в том, что при разуплотненной структуре вначале происходит аномальное изменение всех структурно-чувствительных физических свойств и самой межзерновой структуры породы. Эта аномальная область характеризуется разным давлением и для пород, не претерпевших интенсивные вторичные изменения самих зерен, обычно не превышает 1,5—2,0 кбар.

За пределами аномальной зоны наблюдаются «нормальные» изменения упругих свойств пород с давлением, которые объясняются свойствами минералов и поддаются теоретической оценке. Выявление зависимости упругих свойств пород от их напряженного состояния в этой «нормальной» области представляет большой интерес для глубинной геологии и для геофизики. Однако эксперименты, требующие создания и точной регистрации различных типов напряженного состояния (простое пропорциональное сжатие, сложное трехосное сжатие, растяжение и др.), точной регистрации изменения объема и линейных размеров образцов, а также скоростей распространения упругих волн в различных направлениях, в настоящее время еще не поставлены. Результаты отдельных серий опытов [56, 65, 66] свидетельствуют о том, что деформационные свойства пород очень зависят от их напряженного состояния. Однако упругие параметры с этой точки зрения почти не изучались и мы принимаем, что в упругой области за пределами «аномальной» зоны скорости распространения упругих волн сравнительно мало изменяются с давлением (в соответствии со сжимаемостью породообразующих минералов). Этот вывод подтверждается многочисленными измерениями объемной сжимаемости горных пород и минералов [49], поэтому для решения многих геологических и геофизических вопросов достаточно знать упругие параметры пород за пределами аномальной области и начальный наклон кривых  $v(p)$  в «нормальной» области при давлениях 2—5 кбар. Эти задачи хорошо решаются комбинацией методов осевого сжатия и квазигидростатического давления в камерах диаметром 40 мм (давление до 4—5 кбар). В этом случае экспериментальная работа сильно упрощается по сравнению с методами гидростатического сжатия, а точность измерений почти не снижается.

При изучении упругих свойств пород по образцам керна из Туймазинской скважины для максимальной экономии каменного материала из керна не вытасчивались цилиндры одного размера, а образцы плотно подгонялись под стальную камеру диаметром 40 мм, торцышлифовались [30]. В данном случае осуществлялось осевое сжатие с боковой поддержкой, стальная камера играла роль «бокового распора». При действии давления

до 1,5—2,0 кбар образцы не разрушались и в случае достаточно плотной подгонки к стенкам камеры не претерпевали видимых изменений, и начальные скорости распространения волн  $v_p$  и  $v_s$  в образцах до и после действия давления хорошо совпадали.

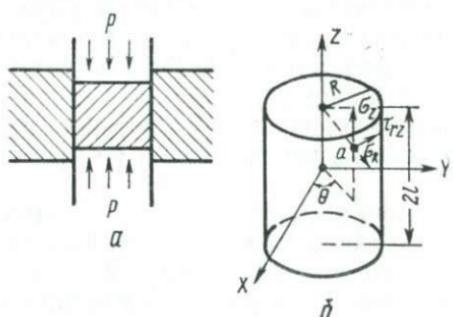


Рис. 3. Схема распределения напряжений в образце породы в случае одноосного сжатия в жесткой камере.

*a* — схема нагружения; *b* — схема действующих напряжений в точке *a*.  $\sigma_Z$  и  $\sigma_R$  — нормальные напряжения,  $\tau_{RZ}$  — касательное напряжение

ствуют три главных напряжения: нормальные напряжения вдоль оси  $Z$  ( $\sigma_Z$ ) и вдоль радиуса  $R$  ( $\sigma_\theta = \sigma_R$ ), касательное напряжение в плоскости  $RZ$  ( $\tau_{RZ}$ ). Эти напряжения можно вычислить из уравнений

$$\sigma_Z = -\sigma + 2\tau_0 \frac{l}{R} \left(1 - \frac{z}{l}\right) = -\sigma \left[1 - 2k \frac{\mu}{1-\mu} \frac{l}{R} \left(1 - \frac{z}{l}\right)\right];$$

$$\sigma_\theta = \sigma_R = \frac{\mu}{1-\mu} \left[-\sigma + 2\tau_0 \frac{l}{R} \left(1 - \frac{z}{l}\right)\right] = \frac{\mu}{1-\mu} \sigma_Z;$$

$$\tau_{RZ} = \tau_0 \frac{r}{R} = k \frac{\mu}{1-\mu} \sigma \frac{r}{R}.$$

Здесь  $r$  — расстояние от центра цилиндра до точки *a* по радиусу;  $R$  — радиус цилиндра;  $\sigma$  — давление на торцах цилиндра;  $\mu$  — коэффициент Пуассона;  $k$  — коэффициент трения цилиндра по стенкам камеры ( $k = \frac{\tau_0}{\sigma}$ );  $\tau_0 = k\sigma_{R \max} = k \frac{\mu}{1-\mu} \sigma$ ;  $2l$  — длина цилиндра. При  $\mu=0,5$ ,  $\sigma_\theta = \sigma_R = \sigma_Z$  получаем гидростатическое давление. На поверхности образца  $z=l$  и  $\sigma_Z = -\sigma$ . В средней части  $z=0$ ,  $\sigma_Z = -\sigma \left[1 - 2k \frac{\mu}{1-\mu} \frac{l}{R}\right]$  — здесь наблюдается максимальное отклонение осевого давления от  $\sigma$ .

Из приведенных уравнений видно, что напряжение в цилиндре зависит от коэффициента Пуассона ( $\mu \approx 0,25 \div 0,35$ ), коэф-

фактора трения и длины образца. Этот метод можно отнести к экспресс-анализам, по нашему мнению, он является перспективным. Однако возникает вопрос об оценке напряженного состояния образца породы в данном случае.

Расчет напряжений, возникающих в образце породы, плотно запрессованном в цилиндрической камере с жесткими стенками при действии осевого сжатия, по нашей просьбе был выполнен А. М. Кочетковым.

При действии сжатия вдоль оси  $Z$  на цилиндр внутри его в точке *a* (рис. 3) дей-

фициента трения  $k$  и размера образца. Коэффициент трения найти трудно. Кроме того, стенки камеры не являются абсолютно жесткими, а несколько расширяются в боковом направлении. Таким образом, дать точную оценку напряженного состояния породы в данном случае невозможно. Можно лишь утверждать, что оно носит переходный характер — от осевого сжатия к однородной деформации и к всестороннему сжатию. Кривые  $v(r)$  в данном случае [30] качественно не отличаются от соответствующих кривых, полученных при гидростатическом сжатии.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ УЛЬТРАОСНОВНОГО СОСТАВА

Детальное изучение ультраосновных и основных пород проведено на примере Мончегорского plutона. Мончегорский plutон привлекает внимание многих исследователей тем, что здесь хорошо сохранились главнейшие типы глубинных пород ультраосновного состава, в том числе оливиниты, перидотиты и пироксениты, которые по всем признакам имеют мантийное происхождение.

Для изучения структуры пород, дефектов их структуры, микротрещиноватости и объемной пористости мы попытались использовать комбинированный метод наблюдений в прозрачных и полированных шлифах в совокупности с определением пористости обычными методами [12, 18]. При таком подходе в полированных шлифах удается непосредственно наблюдать характер границ зерен минералов и выявлять отдельные поры по границам, цепочки пор или целые зоны, выполненные вторичными минералами типа хлорита и серпентина. Четко выделяются трещины, в том числе внутризерновые (не выходящие за пределы отдельных зерен) и межзерновые (секущие границы зерен). Хорошо видна также спайность минералов, например пироксенов, в том случае, если она подчеркивается мелкими и грубыми парами и мелкими трещинами. Путем комбинированных наблюдений одних и тех же участков образцов перидотитов и оливинитов можно получить достаточно полное представление о ходе процесса серпентинизации пород с образованием петельчатой структуры. Оценивать трещиноватость можно не только в полированных шлифах, но и в свежих срезах пород и просто на поверхности керна.

Однако изучать микродефекты структуры можно лишь в хорошо изготовленных полированных шлифах в комбинации с прозрачными шлифами. По существу такой же метод применяется в ряде случаев при изучении деформационных свойств пород. В таких случаях цилиндрические образцы пород после проведения опыта распиливаются пополам вдоль образующей и в полученных таким путем срезах после пришлифовки и полировки можно наблюдать все мельчайшие детали проявления деформации пород [56].

Оливиниты Мончегорского plutона характеризуются равномерной панициноморфнозернистой структурой со средними размерами зерен 0,4—0,8 мм без каких-либо признаков внутризерновой пластической деформации оливина (скольжение или двойникование) и без признаков однородной ориентировки удлинен-

ных зерен. Изученные образцы оливинитов с горы Сопча (темно-окрашенные зернистые породы) обладают массивной текстурой без видимых следов полосчатости, но содержат множество мелких трещин.

При наблюдении прозрачных и полированных шлифов можно заметить [18], что свежие в общем зерна оливина разбиты мелкими трещинами, частично выполненными вторичными минералами. В полированных шлифах видно, что границы зерен в ряде случаев представлены трещинами, частично выполненными вторичными минералами (серпентином, хлоритом и др.). В данном случае разложение породы начинается в межзерновых промежутках и по трещинам. В результате связь между отдельными зернами нарушается, а порода постепенно превращается в агрегат слабосцементированных зерен и их обломков. Кроме того, все зерна оливина содержат густые скопления очень мелких внутризерновых пор более или менее изометричной формы. Остается неясным, какие из пор носят первичный характер, а какие возникли при более поздних процессах дробления и разложения породы.

Первичные связи между зернами оливина нарушаются в самые начальные стадии разуплотнения породы, даже до начала образования видимого серпентина, поэтому и свежие образцы оливинита представляют собой агрегаты отдельных зерен или отдельных блоков зерен, связи между которыми в значительной степени нарушены. Эти нарушения могут в той или иной степени отразиться и на значениях коэффициента пористости пород. С отмеченными дефектами структуры породы и отдельных зерен оливина связаны аномальные значения упругих параметров пород при небольших давлениях.

Пироксениты Мончегорского plutона отличаются от оливинитов и перидотитов наличием сильно вытянутых кристаллов пироксена и их субпараллельным расположением, что придает породам оттенок трахитоидности. Изучение полированных шлифов пироксенитов и перидотитов показало, что эти породы содержат множество различных дефектов — межзерновых и внутризерновых трещин, межзерновых и внутризерновых пор различных размеров и формы. Зерна пироксена, как правило, обладают грубой спайностью. В прозрачных шлифах хорошо видно, что многие зерна пироксена содержат довольно грубые трещины спайности, а в полированных шлифах заметны мелкие поры и трещины, которыми буквально пронизаны многие зерна. Наличие этих дефектов существенно сказывается на значениях упругих параметров. Для многих зерен оливина в перидотитах характерна густая сеть мелких внутризерновых пор и внутризерновых трещин, пересекающихся в разных направлениях. В общем зерна оливина содержат больше дефектов, чем зерна пироксена, причем трещины спайности в оливине развиты слабо.

Таблица I

Значения плотности пород Мончегорского plutона и скоростей распространения в них волн  $v_p$  и  $v_s$ 

Номер образца	Номер цилиндра; высота цилиндра, мм	Название породы	Минеральный состав—объемное содержание, %	Плотность, г/см³	Тип волны	Давление, кбар									
						0,0001	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	15,0	20,0		
						Скорость распространения волн, км/с									
1655	1; 32	Оливинит	Ол-95, ТМТ-3, Пл (№ 60)-1, Серп-1	3,28	P S	7,3 4,10	7,52 4,12	7,60 4,15	7,70 4,21	7,80 4,26	7,89 4,32	—	—		
	2; 32	»	То же	3,26	P S	7,78 4,37	8,18 4,50	8,26 4,57	8,34 4,62	8,45 4,67	8,56 4,75	—	—		
	3; 24	»	»	3,29	P S	7,3 4,3	8,0 4,50	8,20 4,55	8,32 4,62	8,45 4,70	8,55 4,80	8,61 4,85	8,66 4,90		
	4; 24	»	»	3,27	P S	7,7 4,2	8,2 4,6	8,50 4,72	8,65 4,80	8,78 4,90	8,88 4,97	8,93 5,0	8,97 5,03		
	5; 24	»	»	3,28	P S	7,5 4,3	7,9 4,4	8,12 4,57	8,24 4,64	8,35 4,70	8,45 4,78	8,51 4,80	8,55 4,82		
	1654	1; 24	Оливинит	Ол-93, ТМТ-2, Пл (№ 60)-3, Серп-2	3,29	P S	7,48 4,33	7,70 4,4	7,90 4,50	7,98 4,57	8,08 4,62	8,17 4,67	8,22 4,70	8,26 4,73	
1656	2; 24	»	То же	3,31	P S	7,32 4,30	7,60 4,35	7,80 4,40	7,92 4,50	8,05 4,57	8,16 4,63	8,20 4,66	8,25 4,69		
Среднее для обр. 1655 и 1654						3,28	P S	7,48 4,30	7,87 4,41	8,05 4,50	8,16 4,56	8,28 4,63	8,38 4,70	8,43 4,72	8,47 4,75
1; 45	Оливинит измененный	Ол-88, Бр-3, ТМТ-3, Серп-6	3,27	P S	6,70 4,0	7,16 4,1	7,30 4,2	7,47 4,32	7,65 4,40	—	—	—	—		
2; 45	То же	»	3,28	P S	7,20 4,1	7,50 4,2	7,69 4,3	7,89 4,40	8,10 4,52	—	—	—	—		
1646	1; 24	Пироксенит (бронзитит)	Бр-90, Ол-3, Пл (№ 55)-7	3,21	P S	7,20 4,3	7,40 4,4	7,50 4,45	7,65 4,50	7,80 4,57	7,93 4,63	8,03 4,72	—	—	
2; 24	То же	»	3,20	P S	7,40 4,3	7,75 4,45	7,90 4,55	8,02 4,65	8,14 4,70	8,26 4,77	8,34 4,82	—	—		
1648	3; 40	»	»	3,20	P S	7,50 4,32	7,67 4,35	7,72 4,36	7,80 4,40	7,92 4,47	—	—	—	—	
	4; 40	»	»	3,22	P S	7,15 4,20	7,25 4,22	7,32 4,26	7,40 4,30	7,54 4,37	—	—	—	—	
	1; 24	Пироксенит	Бр-94, Пл+Рог-3, Вт-3	3,22	P S	7,25 4,25	7,38 4,30	7,45 4,35	7,54 4,40	7,70 4,45	7,83 4,52	7,92 4,56	7,98 4,60		
	2; 24	»	»	3,22	P S	7,20 4,2	7,40 4,28	7,48 4,32	7,57 4,38	7,70 4,43	7,82 4,50	7,90 4,53	7,96 4,55		
Среднее для обр. 1646 и 1648						3,22	P S	7,3 4,3	7,47 4,33	7,55 4,38	7,64 4,43	7,81 4,50	7,93 4,57	8,01 4,60	8,06 4,65
589	1; 45	Оливиновый пироксенит	ЭрП-78, Ол-18, Пл-2, Вт-2	3,28	P S	7,60 4,43	7,65 4,45	7,68 4,45	7,72 4,48	7,80 4,52	—	—	—	—	
1650	2; 45	То же	»	3,28	P S	7,70 4,54	7,75 4,54	7,78 4,56	7,83 4,60	7,93 4,63	—	—	—	—	
	1; 45	Перидотит (гарцбургит)	Ол-60, ОрП-30, ТМТ-3, Вт-7	3,31	P S	7,50 4,42	7,87 4,50	8,05 4,53	8,17 4,58	8,34 4,65	—	—	—	—	
	2; 45	То же	»	3,29	P S	7,40 4,35	7,65 4,40	7,80 4,51	7,90 4,56	8,03 4,62	—	—	—	—	
	1; 45	Перидотит (гарцбургит)	Ол-70, ОрП-17, Руд-2, Вт-4	3,29	P S	7,30 4,37	7,75 4,41	7,90 4,44	8,00 4,47	8,12 4,52	—	—	—	—	
	2; 45	То же	»	3,29	P S	7,10 4,28	7,60 4,40	7,90 4,47	7,98 4,53	8,10 4,60	—	—	—	—	
	1652	1; 45	Перидотит	Ол-65, Пир-25, Руд-2, Вт-3	3,29	P S	7,30 4,30	7,60 4,34	7,69 4,38	7,78 4,41	7,88 4,48	—	—	—	—

Продолжение табл. I

Номер образца	Номер цилиндра: высота цилиндра, мм	Название породы	Минеральный состав — объемное содержание, %	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны	Давление, кбар								
						0,0001	0,5	1,0	2,0	5,0	10,0	15,0	20,0	
						Скорость распространения волн, км/с								
1653	2; 45	Перидотит	То же	3,28	P	7,40	7,68	7,80	7,88	7,98	8,08	8,15	8,18	
	1; 24	То же	Ол-70, Пл-6, Руд-2, Вт-4		S	4,40	4,5	4,60	4,62	4,64	4,70	4,73	4,75	
	2; 24	»	То же		P	7,45	7,70	7,90	7,98	8,10	8,21	8,27	8,32	
					S	4,35	4,40	4,45	4,50	4,50	4,62	4,65	4,68	
Среднее для обр. 1650 и 1653						3,30	P	7,3	7,7	7,86	7,95	8,07	8,17	8,22
					S	4,3	4,4	4,48	4,53	4,58	4,64	4,66	4,72	
456	1; 45	Норит	ОрП-45, Пл-35, КлП-3, Ол-3, Руд-3, Вт-11	2,94	P	5,8	6,3	6,55	6,68	6,80	—	—	—	
	2; 45	»	То же		S	3,4	3,54	3,64	3,73	3,80	—	—	—	
579	1; 45	»	ОрП-50, Пл (№ 50)-44, Руд-3, Вт-3	2,96	P	6,65	7,0	7,12	7,17	7,25	—	—	—	
	2; 45	»	То же		S	3,85	3,95	4,0	4,0	4,05	—	—	—	
Среднее для обр. 456 и 579						2,95	P	6,24	6,67	6,84	6,92	7,0	—	—
					S	3,61	3,75	3,81	3,85	3,91	—	—	—	

Примечание. Ол — оливин, ОрП — ортопироксен, КлП — клинопироксен, Пл (№ 60) — плагиоклаз № 60, Бр — бронзит, Тмт — титаномагнетит, Серп — серпентин, Рог — роговая обманка, Вт — вторичные минералы, Руд — рудные минералы.

Характерной особенностью пироксенитов и перидотитов Мончегорского plutона является постоянное присутствие в них небольшого количества зерен основного плагиоклаза (порядка 5—10%). По этому признаку выделяются плагиоклазсодержащие и плагиоклазовые перидотиты и пироксениты (последние близки к меланократовым норитам). Интересно, что выделения плагиоклаза находятся в свежем состоянии и почти не содержат пор. По периферии этих выделений нередко образуются каемки вторичных минералов и мелких пор округлой формы.

Из табл. 1 и рис. 4 видно, что разные типы пород и различные образцы существенно отличаются друг от друга по характеру изменения скоростей  $v_p$  и  $v_s$  в начальной области давлений (до 1,0—1,5 кбар). При более высоких давлениях различия также имеют место, но они менее заметны, так как в этом случае изменения  $v_p$  и  $v_s$  обусловлены главным образом сжимаемостью пород, а не дефектами структуры.

Детальное микроскопическое изучение образцов показало, что изменения  $v_p$  и  $v_s$  в начальной области давлений тесно связаны со структурными особенностями пород, в частности со средним размером зерен и степенью разрыхления структуры (или степенью разрушения межзерновых связей). Мелкая внутризерновая пористость оказывает меньшее влияние на кривые  $v(p)$ . Так, максимальные изменения  $v(p)$  отмечаются в слабо-серпентинизированных крупнозернистых перидотитах, а минимальные — в мелкозернистом очень свежем оливиновом пироксените (обр. 589). Эта порода макроскопически отличается свежим раковистым изломом с характерным блеском, а микроскопически — свежестью всех минералов и почти полным отсутствием признаков межзернового разуплотнения. График  $v(p)$  для этой породы близок к прямой линии. Образец 589 может служить своеобразным эталоном свежей породы данного типа. Пироксениты содержат небольшую примесь вторичных минералов, характеризуются межзерновым разуплотнением и густой сетью мелких пор, особенно по спайности бронзита. Серпентинизация в породах почти не проявлена, но налицо признаки начальной стадии разуплотнения, которые отражаются и в характере графиков  $v(p)$ .

Изученные образцы норитов характеризуются присутствием вторичных минералов типа биотита, хлорита, амфибола, рудного (особенно обр. 456), отличаются частичным разложением пироксенов и оливина. Отсюда аномальная форма кривых  $v_p$  при низких давлениях и пониженные абсолютные значения  $v_p$  и  $v_s$ .

Отношение скоростей  $v_p$  и  $v_s$  для ряда образцов существенно изменяется в начальной области давлений всегда в сторону увеличения, а при давлениях 1,5—5,0 кбар в пределах точности измерений существенно не изменяется. Значения  $v_p/v_s$  в разных образцах заключены в пределах 1,7—1,9, минимальные

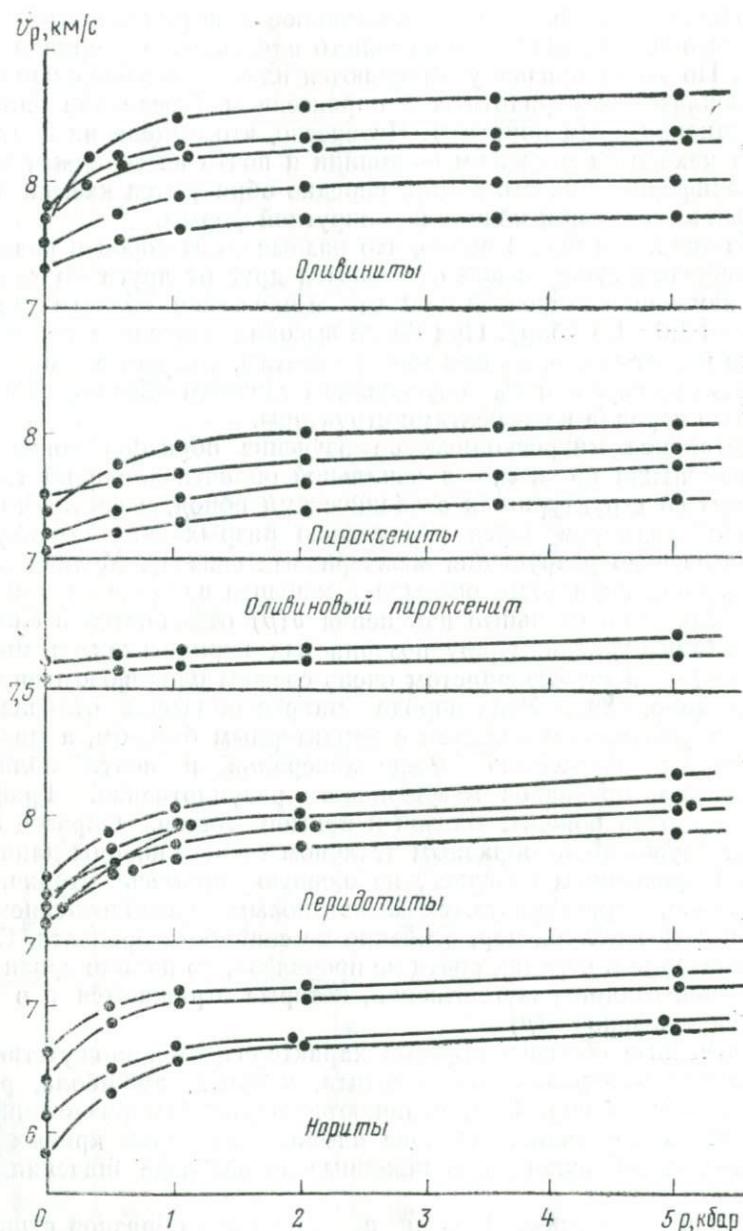


Рис. 4. Графики изменения скоростей распространения продольных волн  $v_p$  в породах Мончегорского plutона при давлении до 5 кбар. Число кривых соответствует числу исследованных образцов

значения характерны для пироксенитов, максимальные — для оливинитов и перидотитов.

Характерная особенность оливинитов — большой диапазон значений  $v_p$  и  $v_s$  в разных образцах в сущности мономинеральной породы. Эту особенность можно связывать с анизотропией оливина, которая, как известно, по скорости  $v_p$  достигает 22%. Направление оси  $Ng=a$  в оливине отвечает максимальному значению  $v_p$  (9,8 км/с), направление  $Np=b$  — минимальному его значению ( $v_p \approx 7,7$  км/с), направление  $Nm=c$  — промежуточному значению ( $v_p \approx 8,6$  км/с). Анизотропия упругих свойств в кристаллах оливина давно уже привлекает к себе пристальное внимание геофизиков в связи с проблемой сейсмической анизотропии пород океанского дна.

С целью выявления возможной анизотропии в оливинитах и пироксенитах Мончегорского plutона мы провели измерения ориентировки оптической индикатриссы в зернах оливина (обр. 1655, цилиндр № 1) и в зернах пироксена (обр. 1646) [18]. Обнаружена достаточно четкая ориентировка оптической индикатриссы в зернах оливина. Этим обусловлен значительный разброс значений  $v_p$  и  $v_s$  в образцах оливинита (см. табл. 1).

В пироксенитах Мончегорского plutона (в частности, на горе Ниттис) хорошо выражена ориентировка удлиненных кристаллов пироксена по форме и связанная с ней ориентировка по строению. Однако, несмотря на это, анизотропия скоростей распространения упругих волн в этой породе слабее, чем в оливините.

На рис. 5 приведены схемы анизотропии и ориентировки зерен оливина в оливинитах и пироксенитах, а также некоторые кристаллографические признаки зерен оливина глубинных магматических пород.

В последние годы анизотропия ультраосновных пород и механизм ориентировки зерен оливина привлекают к себе внимание в связи с анизотропией пород верхов мантии под океанами и в связи с исследованием реологических свойств верхней мантии. При изучении ориентировки оливина в массивах ультраосновных пород в большинстве случаев наблюдалась точечный максимум осей индикатриссы  $Np$ , совпадающих с кристаллографическими осями [010], и несколько размытые максимумы осей  $Nm$  и  $Ng$  — осей [001] и [100] соответственно. Максимумы осей [010] ориентированы перпендикулярно к поверхностям полосчатости и трахитоидности массивов ультраосновных пород. Такой тип ориентировки связан с процессом осаждения сплющенных по (010) зерен оливина в придонной части магматической камеры. Если течение материала в горизонтальной плоскости не проявлялось, то оси [001] и [100] не имеют однообразной ориентировки. В случае активной кинетической дифференциации магмы с преобладающим направлением течения вдоль линии течения ориентируются длинные оси зерен оливина чаще всего



оси [001]. В результате может возникнуть четко выраженная ориентировка трех осей индикаториссы, что мы и наблюдали. На основании имеющихся экспериментальных данных [67] можно предполагать, что ориентировка данного типа возникает

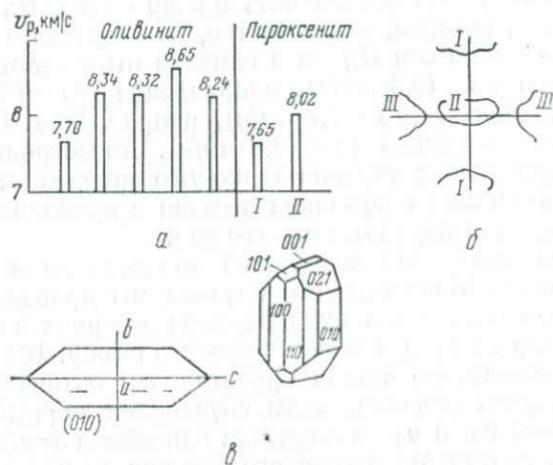


Рис. 5. Схемы ориентировки и анизотропии  $\left( A = \frac{v_{\max} - v_{\min}}{v_{\text{ср}}} \cdot 100 \right)$  зерен оливина в оливинитах и пироксенитах.

*a* — значения  $v_p$  при  $p=2$  кбар в образцах оливинита 1655, вырезанных в разных направлениях (см. табл. 1), и в образцах пироксенита 1646, вырезанных перпендикулярно (*I*) и параллельно (*II*) трахитоидности; *b* — схема ориентировки осей оптической индикаториссы зерен оливина в оливините: *I* — выходы осей  $Np=b$ ,  $v_p=7,73$  км/с; *II* — выходы осей  $Ng=a$ ,  $v_p=9,87$  км/с; *III* — выходы осей  $Nm=c$ ,  $v_p=8,65$  км/с. Системы скольжения: (010) [100]; {okl} [100]; {110} [001]; *c* — типичные формы кристаллов оливина в ультраосновных породах

при температуре порядка 1100—1200°C и давлении 1—5 кбар.

Установлено, что однообразная ориентировка оливина может быть обусловлена различными процессами: 1) вращением и параллельной ориентировкой сплющенных и (или) удлиненных зерен; 2) пластической деформацией в комбинации с вращением и скольжением границ зерен; 3) перекристаллизацией, в частности синтектонической; 4) отжигом. Экспериментально установлены следующие системы скольжения (в порядке повышения температуры): {110}, [001], okl [100] («карандашное скольжение») и (010) [100]. Результаты проведенных в последние годы экспериментов показали, что всестороннее давление мало влияет на механизм внутризерновой деформации оливина, а скорость деформации и температура оказывают большое влияние. При температуре ниже 350°C отмечается хрупкая деформация оливина, в диапазоне 350—700°C — скольжение по системе {110}

[001], при температуре выше 900°C — скольжение по {01k} [100] и (010) [100]. В диапазоне температур 700—900°C намечается переходная зона. Однако имеются значительные расхождения в оценке термодинамических условий деформации природных образцов и образцов, деформированных в лаборатории. Большие затруднения вызывает оценка роли скорости деформации.

Детальное структурное изучение ряда месторождений, сложенных ультраосновными породами, показывает, что однообразная ориентировка зерен оливина нередко обусловлена синтектонической перекристаллизацией при температуре порядка 450—600°C. Процессы перекристаллизации и пластической деформации оливина, видимо, сильно зависят от присутствия воды в породе и от проявления частичной серпентинизации.

В табл. 2 приведены результаты вычисления упругих параметров ультраосновных пород Мончегорского plutона (по средним значениям  $v_p$ ,  $v_s$  и  $\rho$  табл. 1), а также ряда типичных пород из других районов:  $\Phi = K/\rho$  — сейсмический параметр,  $K$  — модуль объемного сжатия,  $\beta$  — коэффициент сжимаемости,  $G$  — модуль сдвига,  $E$  — модуль Юнга,  $\mu$  — коэффициент Пуассона,  $\Delta V/V_0$  — декремент объема. Кроме того, приведены значения упругих параметров для свежих мономинеральных агрегатов форстерита, бронзита и серпентина, полученные теоретически на основании имеющихся данных для минералов и экспериментальных исследований соответствующих горных пород. В табл. 2 включены перидотиты различной степени серпентинизации [60]. Характеристики для частично серпентинизированного перидотита получены путем усреднения экспериментальных данных для четырех образцов этой породы, обладающих сходными минеральным составом и плотностью (обр. 3—6) [60]. Аналогичным путем получены исходные данные для серпентинизированного перидотита.

Из табл. 2 видно, что существенно оливиновые породы (оливиниты, дуниты и перидотиты) имеют в общем близкие упругие свойства и плотности, однако характеризуются их аномальными изменениями при низких давлениях, что свидетельствует о несколько разрыхленной структуре образцов и о значительном нарушении межзерновых связей. Однако при давлении выше 5 кбар эти изменения уже приближаются к теоретическим изменениям для чистых минералов. Для форстерита и бронзита теоретические изменения упругих параметров с давлением приведены исходя из соотношения  $\frac{dk}{dp} \approx 4$  и из слабой зависимости коэффициента Пуассона от всестороннего давления.

Из табл. 2 видно, что процесс серпентинизации сильно влияет на плотность и на все упругие параметры, в первую очередь на скорость распространения поперечных волн, отношение  $v_p/v_s$  и модуль сдвига  $G$ . Модуль сдвига у частично серпентинизированного перидотита заметно ниже, чем у свежего дунита или

Таблица 2

## Упругие параметры ультраосновных пород

Название породы и минерала	Минеральный состав—объемное содержание, %	$P$ , кбар	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$v_p/v_s$	$\varphi = K/\rho$ , (км/с) <sup>2</sup>	$K_{10}$ , кбар	$\beta \cdot 10^3$ , кбар	$G \cdot 10^{-2}$ , кбар	$E \cdot 10^{-2}$ , кбар	$\mu$	$\Delta v/v_0$
Оливинит Соячи	Ол-95, Тмт-3, Пл-1, Серп-1	10 <sup>-3</sup>	3,28	7,48	4,30	1,74	31,36	10,3	09,7	06,1	1,52	0,25	—
		0,5	—	7,87	4,41	—	—	—	—	—	—	0,27	0,0009
		1	3,283	8,05	4,40	1,79	37,87	12,4	8,1	6,6	16,9	0,27	0,0017
		2	3,286	8,16	4,56	1,79	38,94	12,8	7,8	6,8	17,4	0,27	0,0040
		5	3,295	8,28	4,68	1,78	40,04	13,2	7,6	7,1	18,1	0,27	0,0077
		10	3,306	8,38	4,70	1,78	40,84	13,5	7,4	7,3	18,7	0,27	0,0151
		20	3,328	8,47	4,75	1,78	41,5	13,8	7,2	7,5	19,1	0,27	—
Перидотит (гарцбургит) Мончи	Ол-70, Бр-20, Пл-5, Руд+Вт-5	10 <sup>-3</sup>	3,29	7,34	4,34	1,69	28,82	9,5	10,5	6,2	15,3	0,23	—
		0,5	—	7,70	4,40	—	—	—	—	—	—	—	0,0010
		1	3,294	7,86	4,48	1,75	35,09	11,5	8,7	6,6	16,5	0,26	0,0018
		2	3,298	7,95	4,53	1,76	35,91	11,9	8,4	6,8	17,0	0,26	0,0043
		5	3,303	8,07	4,58	1,76	37,22	12,3	8,1	6,9	17,5	0,26	0,0082
		10	3,316	8,17	4,64	1,76	38,12	12,6	7,9	7,1	17,9	0,26	0,0161
		20	3,343	8,30	4,72	1,76	39,26	13,3	7,5	7,3	18,7	0,26	—
Пироксенит (бронзитит) Ниттис	Бр-93, Ол-3, Пл+Вт-4	10 <sup>-3</sup>	3,24	7,33	4,28	1,71	29,73	9,6	10,4	5,9	15,0	0,24	—
		0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0010
		1	3,243	7,56	4,38	1,72	31,64	10,2	9,7	6,2	15,5	0,24	0,00197
		2	3,248	7,68	4,43	1,73	32,89	10,7	9,3	6,3	16,0	0,25	0,00467
		5	3,256	7,81	4,50	1,74	34,07	11,1	9,0	6,6	16,5	0,25	0,00917
		10	3,27	7,93	4,57	1,74	35,11	11,5	8,7	6,8	17,1	0,25	0,01777
		20	3,30	8,08	4,65	1,74	36,54	11,9	8,4	7,1	17,8	0,25	—
Дунит Твин-Систер [49]	Ол-92, Энст-7, Амф-0,5	10 <sup>-2</sup>	3,31	7,7	4,60	1,67	31,15	10,3	9,7	7,0	—	—	—
		0,5	3,31	8,11	4,67	1,73	36,8	12,2	8,2	7,2	—	—	0,00048
		1	3,3133	8,19	4,69	1,74	37,9	12,6	7,9	7,3	—	—	0,00089
		2	3,3156	8,27	4,72	1,74	38,76	12,8	7,8	7,4	—	—	0,00168
		6	3,326	8,35	4,79	1,74	39,21	13,0	7,7	7,6	—	—	0,004792
		10	3,3367	8,42	4,83	1,74	39,87	13,3	7,5	7,8	—	—	0,007860

Форстерит (теоретический)	—	10 <sup>-3</sup>	3,320	8,50	4,90	1,73	40,32	13,4	7,5	7,9	20,0	0,25	—
		2	3,323	8,60	4,97	1,73	41,11	13,7	7,3	8,2	20,5	0,25	0,00147
		5	3,33	8,71	5,04	1,73	42,08	14,0	7,1	8,4	21,0	0,25	0,00363
		10	3,34	8,81	5,10	1,73	43,03	14,4	6,9	8,7	21,7	0,25	0,00718
		20	3,37	8,92	5,15	1,73	44,2	14,9	6,7	8,9	22,4	—	—
		40	3,412	9,08	5,25	1,73	46,1	15,7	6,4	9,4	23,6	—	—
		10 <sup>-3</sup>	3,24	7,60	4,37	1,74	32,30	10,5	9,5	6,2	15,5	0,25	—
Бронзит (теоретический)	—	2	3,246	7,70	4,44	1,74	33,20	10,8	9,2	6,4	16,0	0,25	0,00186
		5	3,255	7,81	4,50	1,74	34,07	11,1	8,0	6,6	16,5	0,25	0,00456
		10	3,268	7,93	4,57	1,74	35,11	11,5	8,7	6,8	17,1	0,25	0,00906
		20	3,297	8,06	4,65	1,74	36,2	12,0	8,2	7,1	17,9	0,25	0,01771
		40	3,354	8,22	4,73	1,74	37,8	12,6	7,9	7,5	18,7	0,25	0,03431
		10 <sup>-3</sup>	3,13	6,6	3,5	1,88	27,27	8,5	11,7	3,8	—	—	—
		0,1	3,13	6,28	3,70	1,86	29,12	9,1	10,9	4,3	—	—	0,000586
Перидотит частично серпентинизированный № 3, 4, 5 и 6 (11 цилиндров) [60]	Ол-62-57, Пир-12-15, Серп-22-30, Мт, Шп	0,5	3,134	6,98	3,74	1,88	30,11	9,4	10,6	4,4	—	—	0,001135
		1	3,137	7,08	3,78	1,87	31,07	9,7	10,3	4,5	—	—	0,002194
		6	3,150	7,25	3,85	1,87	32,85	10,3	9,8	4,7	—	—	0,006298
		10	3,182	7,39	3,89	1,90	34,49	10,9	9,1	4,8	—	—	0,010166
		0,1	2,79	5,8	2,9	2,00	22,46	6,3	15,9	2,3	—	—	—
		0,5	2,793	5,98	3,01	1,99	23,71	6,6	15,1	2,5	—	—	0,000797
		1	2,795	6,02	3,03	1,98	24,03	6,7	14,8	2,6	—	—	0,001553
Перидотит серпентинизированный № 1, 2 (6 цилиндров) [60]	Ол-34-37, Пир-4-9, Серп-52-61, Хр, Мон, Шп	2	2,799	6,09	3,04	2,0	24,80	6,9	14,4	2,6	—	—	0,003041
		6	2,815	6,25	3,08	2,02	26,45	7,4	13,4	2,7	—	—	0,00880
		10	2,830	6,40	3,12	2,04	26,02	7,9	12,6	2,7	—	—	0,014168
		0,1	2,52	4,3	2,1	2,04	12,62	3,2	31,4	1,1	—	—	0,00157
		0,5	2,525	4,54	2,25	2,02	13,88	3,5	28,5	1,3	—	—	0,002995
		1	2,528	4,64	2,27	2,04	14,67	3,7	26,9	1,3	—	—	0,005690
		2	0,534	4,75	2,29	2,07	15,59	3,9	25,3	1,3	—	—	0,01489
Серпентинит хризотиловый [49]	Серп-95, Хр+Мт-5	6	2,558	5,02	2,35	2,13	17,86	4,6	21,9	1,4	—	—	0,02329
		10	2,579	5,23	2,41	2,17	19,62	5,0	19,8	1,5	—	—	—
		—	10 <sup>-3</sup>	2,54	5,40	2,70	—	19,46	4,9	20,2	1,8	—	—
Серпентин	—	—	10 <sup>-3</sup>	2,52	5,10	2,35	—	—	—	—	—	—	—
		—	10 <sup>-3</sup>	2,54	5,32	2,17	—	—	4,6	—	1,9	5,1	0,31

Примечание. Энст — энстатит, Амф — амфибол, Пир — пироксен, Мт — магнетит, Шп — шпинель, Хр — хромит, Мон — монацит.

перидотита. При серпентинизации существенно повышается величина коэффициента Пуассона  $\mu$ , который в серпентинитах достигает значения 0,33. Интересно отметить, что характер изменения кривых скоростей  $v_p$  и  $v_s$  в серпентинизированных по-

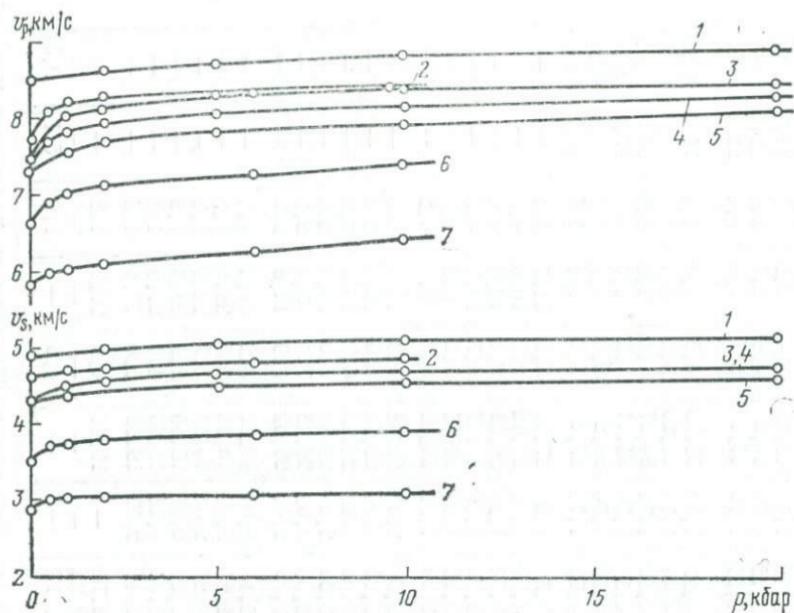


Рис. 6. Скорости распространения волн в ультраосновных породах при высоких давлениях.

1 — форстерит; 2 — дунит Твин-Систер; 3 — оливинит Сопчи; 4 — перидотит Мончи; 5 — пироксенит Ниттис; 6 — перидотит частично серпентинизированный; 7 — перидотит серпентинизированный

породах довольно плавный без резкого скачка в области низких давлений. Из рис. 6 видно, что свежие и серпентинизированные ультраосновные породы по величинам  $v_p$  и  $v_s$  занимают обширную зону, в которую попадает множество других типов пород.

На рис. 7 приведены кривые изменения декремента объема  $\Delta V/V_0$  с давлением до 20 кбар. Значения  $\Delta V/V_0$  рассчитаны по данным динамических измерений (см. табл. 1, 2). Для сравнения нанесен график П. Бриджмена, построенный по результатам измерения сжимаемости статическим методом при давлении до 40 кбар [58], который хорошо совпал с графиком для оливинита (кривая 1).

Как видно из рис. 7, свежие ультраосновные породы по относительному изменению объема довольно близки, серпентинизация пород приводит к значительному увеличению этой характеристики. Сильно серпентинизированные породы отличаются большими изменениями объема под давлением.

Количественное изучение деформационных свойств ультраосновных пород проведено рядом исследователей при различных давлениях и температурах и довольно высоких скоростях деформации (порядка  $10^{-4}$ — $10^{-7}$  с $^{-1}$ ). Типичные кривые напря-

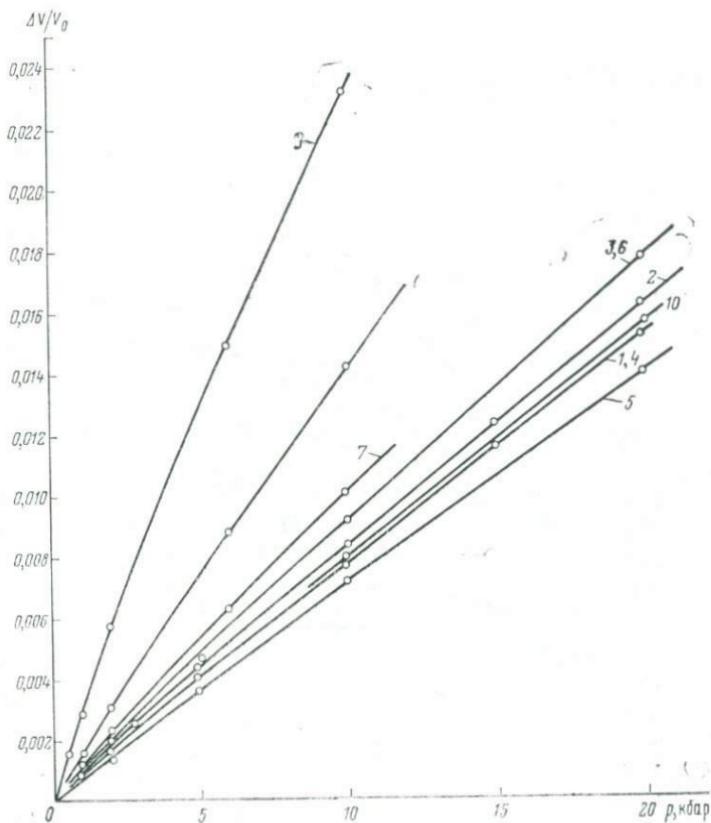


Рис. 7. Изменение величины  $\frac{\Delta V}{V_0}$  в ультраосновных породах при давлении до 20 кбар.

1 — оливинит Сопки; 2 — перидотит Мончи; 3 — пироксенит (бронзит Ниттис); 4 — дунит Твин-Систер; 5 — форстерит; 6 — бронзит; 7 — перидотит частично серпентинизированный; 8 — перидотит серпентинизированный; 9 — серпентинит хризотиловый; 10 — оливин — данные П. Бридждмена по статистическому сжатию

жение — деформация (Н — Д) для ультраосновных пород приведены на рис. 8, в том числе для оливинита Мончегорского plutона по данным [36, 37]. Кривые Н — Д для ультраосновных пород (см. рис. 8) имеют характерные особенности, в частности содержат признаки пластической деформации. Как известно [49, 65, 66], мерой пластичности является предельная остаточная осевая деформация образцов  $\epsilon_n$  до разрушения. В данном случае величина  $\epsilon_n$  достигает 8—10%.

$\sigma_1 - \sigma_3$ , кбар

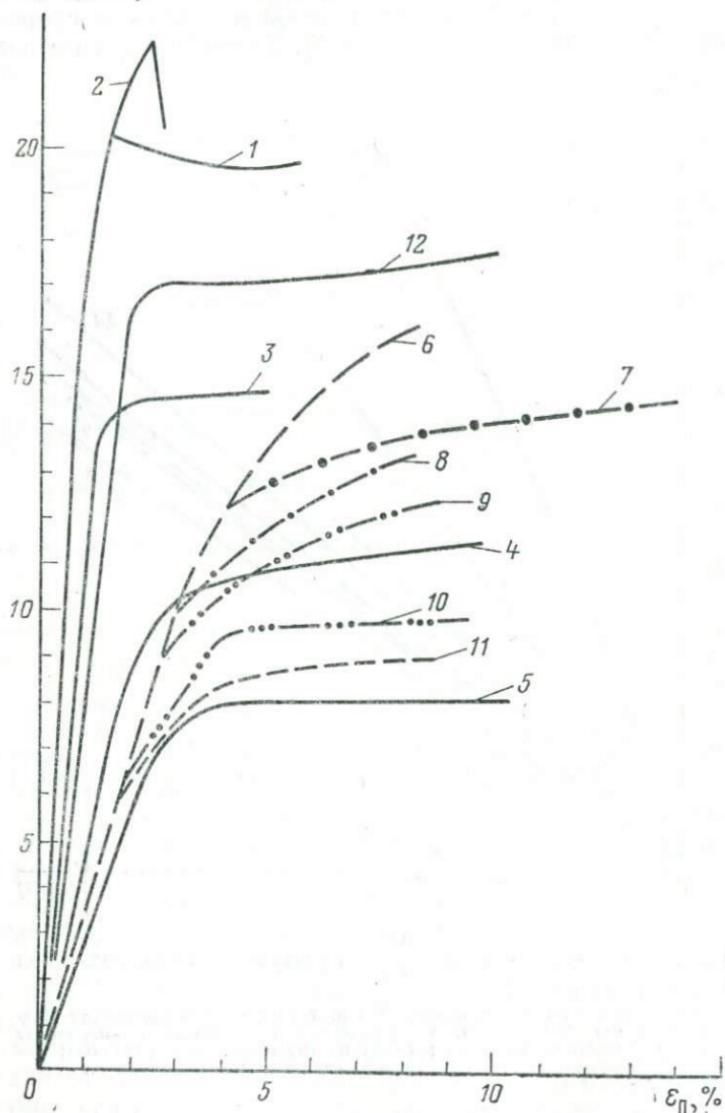


Рис. 8. Кривые напряжение — деформация для дунита Дун-Маунтин при  $p=\sigma=5$  кбар (1—5) [65], для оливинита Мончегорского plutона, обр. 904 (6—11) [37] и пироксенита Калифорнии (12) [65].

1 и 2 —  $t=25^\circ\text{C}$ ; 3 —  $t=300^\circ\text{C}$ ; 4 —  $t=500^\circ\text{C}$ ; 5 —  $t=800^\circ\text{C}$ ; 6 —  $p=12$  кбар,  $t=20^\circ\text{C}$ ; 7 —  $p=8$  кбар,  $t=20^\circ\text{C}$ ; 8 —  $p=8$  кбар,  $t=250^\circ\text{C}$ ; 9 —  $p=8$  кбар,  $t=450^\circ\text{C}$ ; 10 —  $p=4$  кбар,  $t=20^\circ\text{C}$ , 11 —  $p=4$  кбар,  $t=250^\circ\text{C}$ ; 12 —  $p=5$  кбар,  $t=24^\circ\text{C}$  ( $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  — максимальное и минимальное напряжения)

В образцах пород после опыта нередко наблюдаются признаки рассеянной (в объеме образца) деформации (мелкие сколы, межзерновое дробление и истирание, образование бочковидной формы и др.). Иногда развиваются четко выраженные сколы, которые обычно сопровождаются узкими зонами раздробленного, перетертого в порошок оливина. Отмечается интенсивное дробление зерен оливина вплоть до образования порошка по их границам, относительное вращение и смещение обломков зерен и в ряде случаев облачное погасание [37]. В дуните Дун-Маунтин при  $p=5$  кбар и  $t=500^{\circ}\text{C}$  [65] обнаружены признаки внутризерновой пластической деформации, механизм которой точно не установлен. Во многих зернах наблюдалось облачное погасание в полосках, вытянутых вдоль оси  $Z$ . В пироксенитах при микроскопическом изучении обнаружены признаки внутризерновой пластической деформации — скольжение по {100} вдоль оси [001]. При давлении  $p=5$  кбар и  $t=500^{\circ}\text{C}$  на участках интенсивной деформации обнаружен переход энстатита в клиноэнстатит [56, 65].

С точки зрения механизма деформации существенно оливиновых пород большой интерес представляют данные изучения дунита Спруд-Пайн [59] (рис. 9). Исследование было выполнено по обычной схеме сжатия при всестороннем давлении  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$  с целью уточнения характера перехода хрупкой деформации в пластическую. В связи с этим в технику эксперимента были внесены некоторые изменения. Раньше опыт нередко прекращали после образования в образце первой зоны скальвания; образец при этом нередко распадался на части.

В данной работе были использованы толстостенные резиновые оболочки, способствующие сохранению сплошности образца. На основании анализа результатов предшествующих исследований Д. Д. Байерли пришел к выводу, что давление перехода хрупкость — пластичность — это то давление, при котором напряжения, необходимые для образования сколов (сдвигов), равны напряжениям, вызывающим скольжение по поверхностям сколов. Этот вывод хорошо согласуется с известной гипотезой Орована [69]: при всестороннем давлении трение на поверхностях трещин может возрастать в такой степени, что для его преодоления потребуется столь же высокое напряжение, как и для образования самих сдвигов. Следовательно, прочность по-

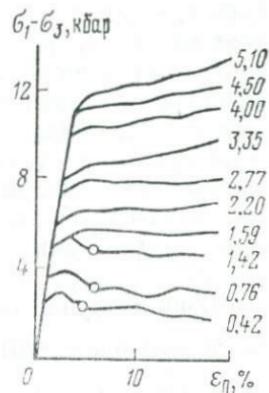


Рис. 9. Кривые напряжение — деформация для дунита Спруд-Пайн [59] при различных давлениях без коррекции на изменение длины образцов и их поперечного сечения.

Шифр кривых — давление в кбар

род после разрушения не уменьшается скачком, а наблюдается плавный изгиб кривой Н—Д.

Приведенные в работе Д. Д. Байерли [59] кривые Н—Д снимались при давлениях от 0,42 до 5,10 кбар при комнатной температуре (см. рис. 9). Установлено, что хрупкая деформация с разрушением образцов по сколам наблюдается при небольших всесторонних давлениях (меньше 1,5 кбар). При этом образцы полностью не разрушаются, а продолжают поддерживать разность напряжений на довольно высоком уровне (несколько ниже прочности). Осевая деформация в этом случае продолжает расти и может достигать 15—20%. Механизм деформации на данной стадии заключается в скольжении частей (обломков) образца по сколам (резам); внутренней деформации образца не происходит. При всестороннем давлении 1,5 кбар и больше разность напряжений при разрушении образцов не уменьшается и упругая крутая ветвь кривой Н—Д непосредственно переходит в слабонаклоненную ветвь, отвечающую макроскопически пластической деформации.

Д. Д. Байерли [59] отмечает изменение поперечного сечения образца, особенно в хрупкой области деформации. Точное значение этого изменения трудно определить, и при вычислении  $\sigma_1$  этот автор его не учитывает. Так же, впрочем, поступали многие исследователи предшествующих работ по деформационным свойствам пород. Иными словами, в большинстве случаев в опытах ограничиваются регистрацией осевой деформации образца и пренебрегают деформацией его поперечного сечения. Это не позволяет рассчитать объемную деформацию образца, которая является весьма важной характеристикой процесса деформации породы.

В общем случае на основании измерения линейной деформации можно определить объемную деформацию  $\frac{\Delta V}{V_0} = 3 \frac{\Delta l}{l_0} = 3\varepsilon$  ( $l_0$  — начальная длина образца,  $\Delta l$  — изменение длины образца). Особенность кривой Н—Д для хрупких пород состоит в том, что начальная ветвь, отвечающая упругой деформации почти до точки разрушения, близка к прямой линии. На этом участке, видимо, вышеуказанное соотношение должно точно выдерживаться. Однако для его проверки сложное напряженное состояние (в данном случае  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ) нужно приравнять к соответствующему всестороннему давлению ( $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ ). Для этого можно воспользоваться следующим простым соотношением:

$$\sigma_{cp} = \frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3}, \text{ где } \sigma_{cp} \text{ — среднее напряжение, } \sigma_1 \text{ и } \sigma_3 \text{ соответственно максимальное и минимальное напряжения.}$$

Аналогичное соотношение используется и для вычисления объемной деформации при измерении осевой  $\varepsilon_z$  и периферической (радиальной)  $\varepsilon_\theta$  деформации:  $\frac{\Delta V}{V_0} = \varepsilon_z + 2\varepsilon_\theta$ . Приведенные соот-

ношения используются рядом исследователей при изучении эффекта увеличения объема («дилатансии») при деформации [57]. Этот метод, разумеется, является приближенным, однако сравнение соответствующих экспериментальных данных показывает хорошее их совпадение при условии достаточно точных измерений деформаций, которые, например, были проведены для гранита Вестерли [57].

Легко убедиться в том, что для весьма важной и обширной группы ультраосновных пород пока не сделаны точные измерения деформаций образцов при сложных напряженных состояниях. На рис. 8 и 9 видно, что кривые Н—Д, полученные разными исследователями для сходных по составу пород, сильно отличаются величиной угла наклона в области низких напряжений. Максимальный угол наклона отмечается для дунита Дун-Маунтин [65]. Интересно оценить объемную деформацию этой породы и сравнить полученные данные с соответствующими значениями объемной сжимаемости при гидростатическом сжатии (см. рис. 7).

Для простоты возьмем на кривой 1 рис. 8 точку, отвечающую  $\varepsilon_p = 1\%$ . В этой точке  $\sigma_{cp} = 18,6$  кбар,  $\frac{\Delta V}{V_0} = 3 \frac{\Delta l}{l_0} = 0,03$ .

Объемная деформация существенно оливиновых пород при соответствующем гидростатическом сжатии составляет порядка 0,013—0,015, т. е. согласуется скорее с линейной, чем с объемной деформацией при сложном напряженном состоянии. Возможно, в этом есть какая-то закономерность, однако точность определения осевой деформации  $\varepsilon_z$  в работе [65] была недостаточно высокой. Во всех остальных случаях значения  $\Delta V/V_0$ , вычисленные из кривых Н—Д, значительно больше полученных при гидростатическом сжатии. Например, для оливинита Мончегорского plutона (см. рис. 8, кривая б) деформация  $\varepsilon_z = 0,02$  получается при  $\sigma_{cp} = 11$  кбар ( $\Delta V/V_0 = 0,06$ ), а при гидростатическом сжатии (данные динамических и статических измерений практически здесь совпадают)  $\Delta V/V_0 = 0,0085$  (при  $p = 11$  кбар), т. е. налицо значительное расхождение, которое объясняется главным образом недостаточно высокой точностью измерений осевой деформации в условиях сложного напряженного состояния. Эта особенность, а также почти полное отсутствие измерений радиальной деформации образцов сильно снижают ценность работ по изучению деформационных свойств пород. Кривые Н—Д в таком случае приобретают по существу качественный характер.

Значительные расхождения имеют место и в оценке прочности ультраосновных пород при кратковременных испытаниях на сжатие в условиях высоких давлений. По литературным данным (рис. 10) высокой прочностью при  $p = 5$  кбар отличается свежий дунит Дун-Маунтин, прочность остальных пород при  $p = 5$  кбар и комнатной температуре колеблется в пределах 6—

16 кбар. К сожалению, в большинстве работ не приведены точные сведения о составе изученных пород. По-видимому, в ряде случаев имеют место частично серпентинизированные дуниты и перидотиты. Для рассматриваемой группы пород важно давать точную количественную оценку вторичных изменений, которые оказывают сильное влияние на их физические свойства.

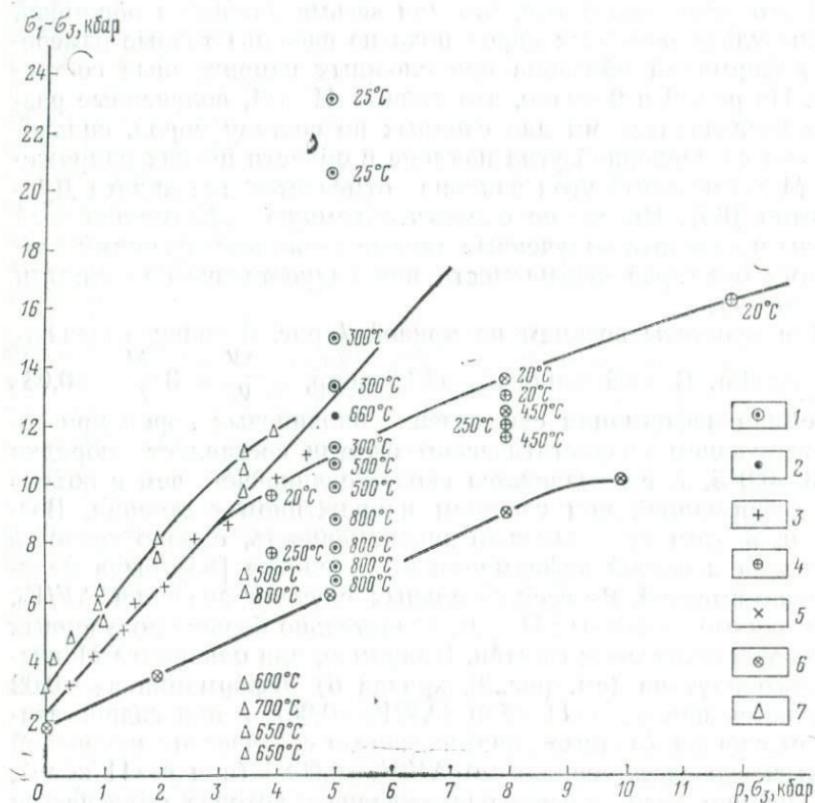


Рис. 10. Кривые изменения прочности перидотитов, пироксенитов, дунитов и серпентинитов с давлением и температурой.

1 — дунит Дун-Маунтин при давлении 5 кбар и различных температурах [65]; 2 — дунит Мончегорского plutона [39]; 5 — дунит Чукотки [39]; 6 — дунит [49]; 7 — серпентиниты Кабрамурра [71].

Таким образом, в настоящее время мы не в состоянии дать даже приближенную оценку прочности пород рассматриваемой группы при высоких давлениях. Интересно отметить, что, по имеющимся данным, антигорит-хризотиловые серпентиниты Кабрамурра и Тумут-Понд по прочности при нормальных условиях даже превосходят некоторые свежие дуниты и оливиниты [71]. Это требует проверки и дополнительного исследования.

При давлении 4—10 кбар в некоторых образцах намечается переход хрупкой деформации в пластическую, и кривая явно вы полаживается. Особенно нагляден этот переход в серпентинитах и серпентинизированных перidotитах (рис. 11), в которых можно четко выделить три области деформации, различающиеся по типу преобладающей деформации при нормальных условиях (хрупкая, переходная и пластическая). Кривая прочности в области хрупкой деформации хорошо аппроксимируется прямой вида  $\Delta\sigma = \sigma_1 - \sigma_3 = a + b\sigma_3$  при  $a=3,3$  кбар и  $b=2,4$ . Свойства серпентинитов существенно зависят от их структуры. Антигоритовые серпентиниты Кабрамурра и Тумут-Понд пластинчатой структуры обладают более высокой прочностью, чем хризотиллизардитовые серпентиниты и серпентинизированный перidotит петельчатой структуры из Фидальго-Айленд.

Для серпентинитов характерно резко выраженное снижение прочности (разуплотнение) при высокой температуре. Если давление  $p=3,5$  кбар, снижение прочности антигоритовых серпентинитов происходит при температуре 500—600°C, а хризотилловых серпентинитов из Фидальго-Айленд — уже при 300—400°C. Прочность при этом резко понижается и достигает 0,4—0,5 кбар. Если еще учесть влияние скорости деформации и времени, то становится очевидной возможность весьма значительного разупрочнения серпентинитов и серпентинизированных перidotитов в условиях средних и нижних частей континентальной коры. Этот эффект объясняется выделением воды из серпентина при его нагревании. Выделившаяся вода может оказывать двоякое влияние на свойства породы — механическое и химическое. Механическое действие воды заключается в повышении порового давления в породе, что приводит к снижению эффективного давления и, следовательно, к снижению прочности породы. Химическое действие воды в силикатных породах состо-

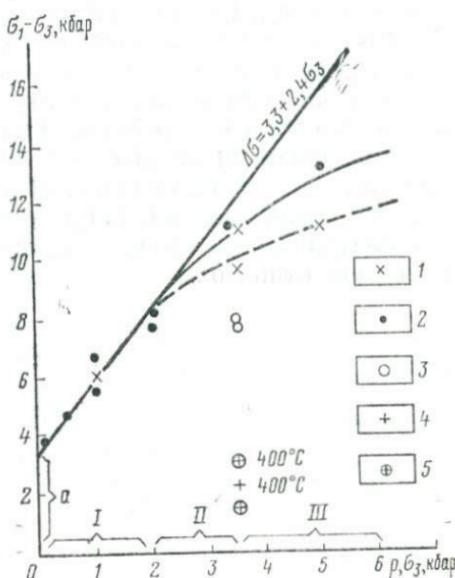


Рис. 11. Кривые изменения прочности серпентинитов и серпентинизированных перidotитов с давлением и температурой [71].

1 и 2 — антигорит-хризотиловые серпентиниты Кабрамурра и Тумут-Понд; 3 — хризотил-лизардитовый серпентинит петельчатой структуры из Фидальго; 4 — частично серпентинизированный перidotит из Фидальго-Айленд ( $p=3,5$  кбар,  $t=400^{\circ}\text{C}$ ). 5 — серпентинит из Фидальго-Айленд ( $p=3,5$  кбар,  $t=400^{\circ}\text{C}$ ). I, II, III — области хрупкой, переходной и пластической деформации

ит в разрыхлении кремний-кислородных связей. Этот эффект был отмечен для кристалла кварца [64]. Механизм «гидролитического» разрыхления силикатов остается малоизученным.

Согласно термодинамическим расчетам [53] максимальная температура устойчивости чистого магнезиального серпентина колеблется в пределах 360—410°C при изменении давления от 0,15 до 3 кбар. Повышение давления до 10 кбар вызывает возрастание температуры всего на 10°.

Согласно первоначальным экспериментальным данным Боуэна и Таттла максимальная температура устойчивости серпентина составляет около 500°C и изменяется лишь на 10° при изменении давления от 0,15 до 2,8 кбар. В связи с этим представляет интерес вывод, полученный при изучении деформационных свойств серпентинитов [71]: механические свойства пород и температурный интервал разупрочнения зависят от структуры типа серпентинитов.

В течение ряда лет мы вели исследования упругих свойств при высоких давлениях магматических горных пород основного состава из различных месторождений. Некоторые коллекции образцов, например, образцы океанических базальтов, служили объектом комплексного изучения. Накоплен довольно большой материал по физическим свойствам пород типа базальтов, диабазов и габбро Сибирской платформы, Дальнего Востока, дна Индийского океана, печенгской серии, Панской интрузии и т. д.

В табл. 3 приведен список изученных образцов, в табл. 4 и 5 — результаты измерений  $v_p$  и  $v_s$  при различных давлениях. Состав и структурные особенности базальтов и долеритов, характеристика минерального состава которых приведена в табл. 5, изучались детально макроскопически и микроскопически в прозрачных и полированных шлифах.

Образцы изученных долеритов (см. табл. 3) имеют темно-серую окраску с зеленоватым или рыжеватым оттенком, в некоторых образцах заметны отдельные мелкие поры. В целом породы свежие и плотные. Заметна мелкокристаллическая структу-

Таблица 3

Список изученных образцов

Номер образца	Название породы	Место взятия образца и условия залегания породы	Примечание
<i>Долериты и базальты Сибири, Дальнего Востока и Кавказа</i>			
29	Долерит крупнозернистый.	Река Аламджах (бассейн р. Вилюя), пластовая интрузия	Коллекция В. Л. Масайтиса
60	Долерит среднезернистый порфировидный	Река Уджа, центральная часть дайки мощностью 3 м в туфах	Коллекция А. А. Рябченко
60р	Долерит среднезернистый.	Река Уджа, глыба в туфоагломерате	То же
60б	Долерит мелкозернистый порфировидный	Река Уджа, дайка мощностью 20 м в пермских песчаниках	»
83	Долерит	Река Анабар, силл	»
108	»	Река Уджа, дайка мощностью 30 м в пермских породах	»

Продолжение табл. 3

Номер образца	Название породы	Место взятия образца и условия залегания породы	Примечание
П.602	Базальт пористый	Татарский пролив, бухта Сона	Коллекция Э. И. Блюмштейна
5/22,5	Базальт сильнопористый	Река Большая Хади, лавовый поток	То же
21	Базальт мелкопористый	Берестовецкое месторождение	Коллекция Ин-та физики Земли
127	То же	Малый Кавказ	То же
4	Тешенит мелкопористый	То же	»

*Базальты Индийского океана*

54а	Базальт плотный	Вершина Рифтового хребта	Коллекция института Океанологии СССР
161	То же	Западно - Австралийский хребет	То же
313	»	о. Сен-Поль	»
3	Базальт сильнопористый	о. Тримлен	Коллекция Института Океанологии СССР
7	Базальт пористый	То же	То же

*Диабазы, габбро-диабазы и порфириты печенегской серии*

442	Диабазовый метапорфирит	Нижняя вулканогенная толща у рч. Кувернин-Йоки	Коллекция автора
443	Метадиабаз	То же	То же
483	Диабазовый метапорфирит	Пахта-Ярви, скв. 1228, глубина 440 м	»
481	Метадиабаз	Пахта Ярви, скв. 1242, глубина 50 м	»
459	Диабазовый порфирит	Каммикиви, скв. 1259, глубина 54 м	»
461	Диабаз авгитовый	Скв. 1259, глубина 92 м	»
460	То же	Скв. 1259, глубина 94 м	»

Продолжение табл. 3

Номер образца	Название породы	Место взятия образца и условия залегания породы	Примечание
473	Метадиабаз	Скв. 687 м	Коллекция автора
469	Метадиабаз рассланцовый	Скв. 809 м	То же
464	Метагаббро-диабаз	Скв. 1005 м	»
466	То же	Скв. 1042 м	»
458	»	Скв. 1320, глубина 146 м	»
8	Диабаз	Скв. 51 м	»
16	»	Скв. 95 м	»
42	»	Скв. 301 м	»
122	»	Скв. 836 м	»
<i>Габбро-нориты Панской интрузии</i>			
8/16	Габбро-норит измененный	Скв. 8, глубина 143 м	Коллекция Кольского филиала АН СССР
11/9	Габбро-норит	Скв. 11, глубина 67 м	То же
11/14	То же	Скв. 11, глубина 91 м	»
11/28	»	Скв. 11, глубина 172 м	»
1314	»	Скв. 11, глубина 19 м	»
3/97	Габбро-норит мезократовый	То же	»
3/60	То же	»	»
3/291	»	»	»
3/10	»	»	»
3/405	»	»	»
3/321	Габбро-норит лейко-кратовый	»	»
3/164	Габбро-норит измененный	»	»

Таблица 4

Скорости распространения продольных  $v_p$  и поперечных  $v_s$  волн в базальтах при различных давлениях

Номер образца	Название породы	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны и отношение скоростей	Давление, кбар							
				0,001	0,5	1	2	5	10	15	20
Скорости распространения волн, км/с											
29	Долерит крупнозернистый	2,90	P	6,28	6,40	6,52	6,58	6,66	6,77	—	—
			S	3,40	—	3,42	3,45	3,50	3,57	—	—
			$v_p / v_s$	1,84	—	1,91	1,91	1,90	1,90	—	—
29a	Долерит крупнозернистый	2,90	P	6,07	6,25	6,35	6,40	6,46	6,55	6,61	6,64
			S	3,34	—	3,44	3,44	3,46	3,48	3,50	3,53
			$v_p / v_s$	1,82	—	1,85	—	1,87	—	1,88	1,88
60	Долерит среднезернистый	2,82	P	6,23	6,33	6,40	6,45	6,52	6,62	—	—
			S	3,45	—	3,48	3,50	3,54	3,60	—	—
			$v_p / v_s$	1,81	—	1,83	1,84	1,84	1,84	—	—
60a	Долерит среднезернистый	2,82	P	6,28	—	—	—	—	—	—	—
			S	3,47	—	—	—	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,81	—	—	—	—	—	—	—
60p	Долерит среднезернистый	2,91	P	6,20	6,40	6,57	6,63	6,77	6,87	—	—
			S	3,48	—	3,74	3,68	3,73	3,80	—	—
			$v_p / v_s$	1,78	—	1,80	1,80	1,81	1,81	—	—
60p(a)	Долерит среднезернистый	2,91	P	6,26	—	—	—	—	—	—	—
			S	3,50	—	—	—	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,79	—	—	—	—	—	—	—
606	Долерит мелкозернистый	2,95	P	6,45	6,50	6,52	6,57	6,64	6,73	—	—
			S	3,60	—	—	3,64	3,68	3,73	—	—
			$v_p / v_s$	1,79	—	—	1,81	1,81	1,81	—	—
61a	Долерит мелкозернистый	2,95	P	6,48	—	6,54	6,57	6,62	6,69	6,75	6,82
			S	3,58	—	3,60	3,64	3,67	3,70	3,73	3,77
			$v_p / v_s$	1,81	—	1,80	1,80	1,80	1,80	1,80	1,81

83	Долерит среднезернистый	3,00	P	6,50	6,60	6,70	6,75	6,83	6,90	—	—
			S	3,56	—	3,68	3,71	3,77	3,82	—	—
			$v_p / v_s$	1,83	—	1,82	1,82	1,82	1,81	—	—
83a	Долерит среднезернистый	3,00	P	6,28	6,35	6,40	6,45	6,51	6,60	6,65	—
			S	3,50	—	3,53	3,53	3,56	3,58	3,64	—
			$v_p / v_s$	1,80	—	—	1,83	1,83	1,83	1,83	—
108	Долерит среднезернистый	2,96	P	6,50	6,56	6,60	6,65	6,74	6,82	—	—
			S	3,67	—	3,71	3,74	3,78	3,83	—	—
			$v_p / v_s$	1,77	—	1,78	1,78	1,78	1,78	—	—
108a	Долерит среднезернистый	2,96	P	6,48	—	6,55	6,60	6,68	6,75	6,79	6,83
			S	3,58	—	—	3,66	3,72	3,74	3,77	3,80
			$v_p / v_s$	1,81	—	—	1,80	1,80	1,80	1,80	1,80
602	Базальт пористый	2,66	P	5,10	5,45	5,70	5,85	6,15	6,27	—	—
			S	3,0	—	3,26	3,35	3,46	3,54	—	—
			$v_p / v_s$	1,70	—	1,74	1,75	1,77	1,77	—	—
To же	To же	2,66	P	5,20	5,35	5,50	5,70	5,80	5,85	5,90	—
			S	3,00	—	—	3,22	3,26	3,28	3,32	—
			$v_p / v_s$	1,73	—	—	1,77	1,78	1,78	1,78	—
5/22	Базальт сильнопористый	2,54	P	5,0	—	5,35	5,50	5,63	5,72	5,83	—
			S	2,9	—	2,80	2,82	2,94	3,00	—	—
			$v_p / v_s$	1,72	—	1,91	1,95	1,92	1,90	—	—
21	Базальт мелкопористый	2,88	P	5,46	5,80	6,0	6,10	6,20	6,30	6,43	—
			S	3,16	—	3,34	3,34	3,42	3,47	3,50	—
			$v_p / v_s$	1,73	—	1,80	1,82	1,82	1,82	1,83	—
To же	To же	2,88	P	5,50	5,75	5,95	6,10	6,27	6,46	6,54	6,60
			S	3,15	3,27	3,36	3,40	3,43	3,50	3,54	3,60
			$v_p / v_s$	1,75	1,76	1,77	1,80	1,83	1,83	1,84	1,83
»	»	2,87	P	5,55	5,85	6,05	6,10	—	—	—	—
			S	3,22	3,32	3,38	3,38	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,72	1,76	1,79	1,80	—	—	—	—

Продолжение табл. 4

Номер образца	Название породы	Плотность, г/см³	Тип волны и отношение скоростей	Давление, кбар							
				0,001	0,5	1	2	5	10	15	20
				Скорости распространения волн, км/с							
127	Базальт мелкопористый	2,88	P	5,40	5,80	5,90	6,0	6,12	—	—	—
			S	3,26	3,40	3,42	3,42	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,65	1,71	1,73	1,76	—	—	—	—
4	Базальт мелкопористый	2,88	P	5,60	5,67	5,72	5,80	—	—	—	—
			S	3,12	3,12	3,15	3,18	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,80	1,81	1,82	1,82	—	—	—	—
54a	Базальт мелкопористый	2,88	P	5,71	6,00	6,15	6,22	6,32	—	—	—
			S	3,32	3,50	3,59	3,62	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,71	1,71	1,71	1,71	—	—	—	—
161	Тешенит мелкопористый	2,88	P	5,57	5,92	6,06	6,18	6,28	—	—	—
			S	3,32	3,52	3,58	3,64	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,68	1,68	1,69	1,70	—	—	—	—
313	То же	2,88	P	5,85	6,00	6,06	6,12	—	—	—	—
			S	3,36	3,41	3,44	3,45	—	—	—	—
			$v_p / v_s$	1,74	1,76	1,76	1,77	—	—	—	—
7	Базальт плотный мелкозернистый	2,80	P	5,75	5,80	5,90	5,95	6,0	6,10	6,14	6,18
			S	3,26	—	3,30	3,32	3,35	3,38	3,40	3,43
			$v_p / v_s$	1,77	—	1,79	1,79	1,80	1,80	1,80	1,83
3	То же	2,83	P	5,80	5,86	5,92	6,03	6,10	6,15	6,22	—
161	Базальт плотный среднезернистый	2,90	P	6,0	6,05	6,10	6,13	6,20	6,27	6,34	6,38
			S	3,26	—	3,36	3,36	3,40	3,45	3,50	3,52
			$v_p / v_s$	1,84	—	1,82	—	1,82	1,82	1,82	1,82
313	То же	2,90	P	5,98	6,0	6,13	6,24	6,30	—	—	—
3	Базальт плотный мелкозернистый	2,95	P	6,05	6,15	6,22	6,29	6,37	6,43	6,47	6,53
			S	3,37	—	3,40	3,45	3,48	3,55	3,59	3,62
			$v_p / v_s$	1,79	—	1,82	1,82	1,83	1,81	1,81	1,80
7	То же	2,95	P	6,00	6,07	6,13	6,24	6,33	6,50	6,57	—
3	»	2,95	P	5,90	5,94	5,99	6,07	6,20	—	—	—
7	Базальт сильнопористый	—	P	5,00	5,12	5,24	5,41	5,55	—	—	—
	Базальт пористый		P	5,70	5,80	5,93	6,15	6,22	—	—	—

Таблица 5

Скорости распространения продольных  $v_p$  и поперечных  $v_s$  волн  
в диабазах, габбро-диабазах и габбро-норитах при различных давлениях

Номер диаграммы	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны и отношение скоростей	Давление, кбар								
					0,001	0,5	I	2	5	10	15	20	
					Скорость распространения волн, км/с								
442	1	Диабазовый метапорфирит	Хл, Эп, Амф, Пл, Руд	3,01	P	6,60	6,70	6,75	6,83	6,93	—	—	—
					S	3,74	3,76	3,78	3,80	3,87	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,76	1,78	1,78	1,79	1,79	—	—	—
443	1	Метадиабаз	Хл, Эп, Пл, Амф, Руд	2,98	P	5,40	6,0	6,42	6,57	6,75	—	—	—
					S	3,24	3,47	3,64	3,67	3,80	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,68	1,72	1,76	1,79	1,78	—	—	—
483	1	Диабазовый метапорфирит	Хл, Эп, Пл, Амф, Руд	3,01	P	6,76	6,83	6,90	6,96	7,05	—	—	—
					S	3,77	3,80	3,82	3,84	3,90	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,79	1,81	1,81	1,81	1,81	—	—	—
481	1	Метадиабаз	Пл, Авг, Эп, Хл, Амф, Мик, Рур	2,99	P	6,50	6,55	6,62	6,68	6,77	—	—	—
					S	3,70	3,72	3,75	3,78	3,82	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,76	1,76	1,76	1,77	1,77	—	—	—
459	1	Диабазовый порфирит	Авг, Пл, Амф, Хл, Руд	3,06	P	6,97	7,0	7,05	7,10	7,17	7,26	—	—
					S	3,91	3,93	3,95	3,98	4,03	4,06	—	—
					$v_p / v_s$	1,78	1,78	1,78	1,78	1,78	1,78	—	—
	2	Диабазовый порфирит	Авг, Пл, Амф, Хл, Руд	3,04	P	6,90	6,94	6,98	7,03	7,11	7,19	—	—
					S	3,87	3,90	3,92	3,94	4,0	4,03	—	—
					$v_p / v_s$	1,78	1,78	1,78	1,78	1,78	1,78	—	—
461	1	Диабаз авгитовый	Авг, Пл, Амф, Хл, Руд	2,98	P	6,67	6,72	6,77	6,82	6,89	6,96	—	—
					S	3,68	3,70	3,73	3,76	3,80	3,84	—	—
					$v_p / v_s$	1,81	—	1,81	—	—	1,81	—	—
	2	То же	То же	2,97	P	6,70	6,75	6,80	6,86	6,94	7,03	—	—
					S	3,70	3,70	3,72	2,75	3,80	3,83	—	—
					$v_p / v_s$	1,81	—	1,82	—	1,82	1,83	—	—
460	1	Диабаз авгитовый	Авг, Пл, Амф, Хл, Руд	2,98	P	6,85	6,90	6,95	7,02	7,10	7,18	—	—
					S	3,80	3,82	3,85	3,88	3,92	3,97	—	—
					$v_p / v_s$	1,80	1,81	1,81	1,81	1,81	1,81	—	—
	2	То же	То же	2,99	P	6,80	6,85	6,92	6,97	7,04	7,12	—	—
					S	3,80	3,80	3,82	3,85	3,87	3,92	—	—
					$v_p / v_s$	1,79	—	1,81	—	—	1,82	—	—
473	1	Метадиабаз	Авг, Амф, Пл, Эп, Лейк, Кв, Руд	2,89	P	6,35	6,40	6,45	6,49	6,56	—	—	—
					S	3,57	3,57	3,59	3,61	3,65	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,78	—	1,79	—	1,80	—	—	—
469	1	Метадиабаз расланцованый	Авг, Амф, Пл, Эп, Лейк, Кв, Руд	3,10	P	6,00	6,07	6,11	6,18	6,27	6,38	—	—
					S	3,40	3,43	3,46	3,50	3,55	3,62	—	—
	2	То же			P	6,37	6,54	6,60	6,68	6,78	6,89	—	—
					S	3,68	3,68	3,79	3,82	3,87	3,95	—	—
					$v_p / v_s$	3,33	3,35	3,38	3,42	3,46	3,52	—	—
464	1	Метагаббро-диабаз	Авг, Пл, Амф, Эп, Хл, Кв, Сф, Руд	3,06	P	6,60	6,65	6,70	6,75	6,84	—	—	—
					S	3,65	3,68	3,70	3,72	3,80	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,80	1,81	—	1,81	1,81	—	—	—
466	1	Метагаббро-диабаз	Авг, Пл, Амф, Эп, Хл, Кв, Сф, Руд	3,06	P	6,45	6,49	6,52	6,60	6,69	—	—	—
					S	3,62	3,64	3,66	3,70	3,75	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,78	—	1,78	—	1,78	—	—	—
458	1	Метагаббро-диабаз	Авг, Пл, Амф, Эп, Хл, Кв, Сф, Руд	3,10	P	6,35	6,57	6,70	6,77	6,88	—	—	—
					S	3,64	3,70	3,73	3,78	3,85	—	—	—
					$v_p / v_s$	1,75	1,77	1,79	—	1,79	—	—	—
8	—	Диабаз	Авг, Пл, Хл, Би, Амф, Руд	3,04	P	6,40	6,45	6,51	6,55	6,63	6,71	6,77	6,80
					S	3,57	3,59	3,62	3,64	3,68	3,74	3,78	3,80
					$v_p / v_s$	1,79	—	1,80	—	1,80	—	1,79	1,79
16	—	Диабаз	Авг, Пл, Хл, Амф, Руд	3,02	P	6,76	6,79	6,82	6,85	6,91	6,99	7,06	7,09
					S	3,82	3,83	3,84	3,86	3,88	3,92	3,95	3,97
					$v_p / v_s$	1,77	1,78	—	—	1,78	1,79	—	1,79

Номер образца	Номер цилиндра	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см³	Тип волны и отношение скоростей $v_P / v_S$	Давление, кбар							
						0,001	0,5	1	2	5	10	15	20
42	—	Диабаз	Авг, Пл, Хл, Амф, Би, Руд	2,99	P S $v_P / v_S$	6,45 3,63 1,78	6,50 3,65 1,79	6,58 3,67 1,78	6,64 3,71 1,79	6,71 3,75 1,78	6,80 3,80 —	6,85 3,84 —	6,88 3,86 1,78
122	—	Диабаз	Авг, Пл, Хл, Амф, Би, Руд	2,99	P S $v_P / v_S$	6,57 3,72 1,77	6,61 3,73	6,66 3,75	6,72 3,77	6,80 3,80	6,89 3,85	6,96 3,88	7,00 3,90
8/16	—	Габбро-норит измененный	Пл, Ди, Бр, Тмт, Вт, (Хл, Амф, Эп)	2,92	P S $v_P / v_S$	6,25 3,60 1,74	6,65 3,72 1,79	6,87 3,80 1,81	6,94 3,83 —	7,10 3,90 1,82	— — —	— — —	— — —
11/9	1	Габбро-норит	Пл, Ди, Бр, Тмт, Вт	2,97	P S $v_P / v_S$	6,45 3,77 1,73	6,80 3,83 1,77	6,98 3,85 1,81	7,06 3,90 —	— — 1,81	— — —	— — —	— — —
2	—	То же	То же	2,97	P S $v_P / v_S$	6,35 3,71 1,71	6,77 3,80 1,78	6,97 3,88 1,80	7,04 3,92 1,80	7,13 3,98 —	7,22 4,05 1,80	7,27 4,05 —	7,32 4,08 1,80
11/14	—	Габбро-норит	Пл, Ди, Бр, Тмт, Вт (Хл, Би, Амф)	2,94	P S $v_P / v_S$	6,57 3,81 1,73	6,83 3,86 1,77	6,93 3,92 —	7,0 3,96 1,77	7,10 4,0 1,78	— — —	— — —	— — —
11/28	—	Габбро-норит	Пл, Ди, Бр, Тмт, Вт (Хл, Би, Амф)	2,92	P S $v_P / v_S$	6,32 3,7 1,71	6,70 3,85 1,74	6,95 3,95 1,76	7,05 3,97 1,77	7,14 4,00 —	7,23 4,05 1,78	7,30 4,08 1,79	7,35 4,10 1,79

1314	—	Габбро-норит	Пл, Ди, Бр, Тмт, Вт (Хл, Би, Амф)	2,97	P S $v_P / v_S$	6,20 3,72 1,67	6,65 3,91 1,70	6,90 3,98 1,74	7,03 4,0 1,76	7,13 4,04 —	7,21 4,07 1,77	7,27 4,11 —	7,32 4,13 1,77
3/97	—	Габбро-норит мезократовый	Пл, Ди, Бр, Вт (Хл, Амф, Эп и др.), Руд (Тмт, Мт)	2,96	P S	7,05 3,84	7,13 —	7,18 3,88	7,25 3,92	7,35 4,0	7,42 4,04	7,48 4,08	—
3/60	1	Габбро-норит мезократовый	Пл, Ди, Бр, Вт, (Хл, Амф, Эп и др.), Тмт	2,96	P S	6,67 3,70	6,75 —	6,80 3,76	6,88 3,78	7,0 3,82	7,10 3,91	7,18 3,96	—
3/291	1	Габбро-норит мезократовый	Пл, Ди, Бр, Вт (Хл, Амф, Эп и др.), Тмт	2,96	P S	6,87 3,84	6,93 —	6,98 3,87	7,03 3,90	7,13 3,96	7,25 4,02	7,32 4,07	—
3/10	1	Габбро-норит мезократовый	Пл, Ди, Бр, Вт (Хл, Амф, Эп и др.), Тмт	2,91	P S	5,92 3,53	6,60 3,53	6,82 3,79	6,95 3,79	7,06 3,84	7,18 3,90	7,30 3,96	—
3/40,5	1	Габбро-норит мезократовый	Пл, Ди, Бр, Вт (Хл, Амф, Эп и др.), Тмт	3,94	P S	5,90 3,40	6,35 —	6,65 3,72	6,80 3,78	6,92 3,85	7,05 3,94	7,18 4,02	—
3/321	1	Габбро-норит лейкократовый	Пл, Ди, Бр, Вт, Руд	2,88	P S	6,32 3,76	6,80 —	7,0 3,93	7,12 4,0	7,22 4,05	7,30 4,09	7,36 4,12	—
3/164	1	Габбро-норит измененный	Пл, Ди, Бр, Вт, Руд	2,90	P S	6,50 3,70	6,70 —	6,80 3,72	6,90 3,76	7,0 3,80	7,12 3,86	7,22 3,90	—

Примечание. Хл — хлорит, Эп — эпидот, Амф — амфибол, Пл — плагиоклаз, Руд — рудный минерал, Авг — авгит, Лейк — лейкоксен, Сф — сфен, Кв — кварц, Би — биотит, Ди — диопсид, Бр — бронзит, Вт — вторичные минералы, Тмт — титаномагнетит, Мт — магнетит.

ра с различными размерами зерен и с отдельными порфировыми вкрапленниками пироксена и плагиоклаза размером от 0,5 до 5,0 мм.

В прозрачных шлифах наблюдается мелкокристаллическая основная масса офитовой и пойкилоофитовой структуры со средним размером зерен 0,1—0,2 мм для мелкозернистых разностей и 0,4—0,6 мм для крупнозернистых. Во всех образцах долеритов, кроме обр. 83 и 108, отмечается примесь вулканического стекла в небольшом количестве (до 4—5%). В образцах мелкозернистого долерита 61а и 61б примесь вулканического стекла более значительна (порядка 15—20%), что обуславливает интерсеральную структуру породы. Вулканическое стекло частично расположено, в ряде образцов [60, 60р (а), 61 а, 61 б] есть выделения кальцита. В остальном по составу и структуре данные образцы можно считать типичными представителями траппов Сибирской платформы.

В полированных шлифах имеется довольно значительная примесь рудных минералов (порядка 2—5%), которые представлены титаномагнетитом, ильменитом, частично пирротином (обр. 29). Форма выделений рудного минерала в сечении шлифов — прямоугольники, квадраты, пластинки и неправильные губчатые массы. Средний размер зерен колеблется от 0,1—0,2 до 0,5—0,7 мм и в общем хорошо согласуется со средним размером зерен основной массы породы [5]. Главным рудным минералом во всех образцах долеритов является титаномагнетит, многие зерна которого имеют структуру распада твердого раствора. Характерная структурная особенность многих зерен титаномагнетита губчатость, обусловленная присутствием в них большого количества разных мелких включений и мелких пор. По-видимому, это связано с условиями сравнительно ранней кристаллизации этого минерала. В ряде образцов долерита наблюдаются также тонкие включения в зернах пироксена и пылевидные выделения в участках развития вулканического стекла. В мелкозернистом долерите (обр. 61а, 61б) преобладает тонкая пылевидная равномерная рудная вкрапленность.

Изучение полированных шлифов показало, что в целом породы описываемого типа содержат лишь небольшое количество мелких пор объемного типа и отдельные микротрещины. Отличает породы данного типа то, что микропоры объемного типа приурочены в основном к выделениям пироксена, зерна плагиоклаза более чистые и содержат лишь отдельные изолированные поры. Микропоры развиты наряду с мелкими включениями вулканического стекла, в полированных шлифах их трудно отличить друг от друга. Наряду с микропорами (менее 0,01 мм в поперечнике) в долеритах развиты в небольшом количестве и поры, достигающие в поперечнике 0,05—0,2 мм; они приурочены в основном к границам зерен пироксена и плагиоклаза. Микротрещиноватость проявлена преимущественно в более крупнозерни-

стых разностях и приурочена главным образом к выделениям пироксена; в целом она имеет подчиненное значение.

При исследовании ряда образцов долеритов после опытов с нагреванием до 1000—1200°С в атмосферных условиях [5] установлено, что породы претерпевают при этом существенные изменения, которые заключаются в окислении, разрыхлении структуры, частичном плавлении и т. д. Макроскопически образцы после прокаливания приобретают красноватый оттенок, заметно увеличивается число объемных пор и трещин. В породах, содержащих заметные количества вулканического стекла, наблюдается частичное плавление с образованием стекловидных выделений, вытекающих из трещинок. Полнокристаллические породы (обр. 83 и 108) претерпевают менее глубокие изменения. При микроскопическом исследовании пород после прокаливания в них наблюдается большое количество довольно крупных пор округлой или неправильной формы и трещин. Выделения титаномагнетита сохраняются, но ярко выражен распад твердого раствора магнетит — ильменит с образованием различных структур распада. Очевидно, происходит также частичная мартитизация магнетита. Примесь сульфидов полностью исчезает.

Не удалось пока установить природу красноватой окраски пород после прокаливания. Возможно, она обусловлена выделением гидроокислов железа в мелкодисперсном виде при разложении вулканического стекла и вторичных минералов типа хлорита. В некоторых образцах в прозрачных шлифах, изготовленных из образцов после опытов, видна густая тонкая сыпь рудного минерала, которая не наблюдалась в шлифах до опыта с нагреванием. Пластинчатые выделения ильменита в породах, видимо, не претерпевают существенных изменений. В прозрачных шлифах зерен пироксена после опытов наблюдается некоторое помутнение, однако явных признаков разложения не отмечено.

Базальты (см. табл. 3, обр. 602, 5/22, 21, 127, 4, 3 и 7) отличаются от долеритов присутствием большого количества вулканического стекла и более высокой пористостью. В прозрачных шлифах видно, что все они характеризуются свежестью основной массы, которая имеет интерсерталльную и микропойкилитовую структуру. В них имеются отдельные вкрапленники плагиоклаза, пироксена и оливина, наблюдается мелкодисперсное пылевидное распределение рудного минерала. Уже макроскопически в образцах заметно присутствие многочисленных мелких и крупных (до 5—8 мм) каверн и пор округлой и неправильной формы. Еще лучше поры видны в полированных шлифах под микроскопом.

Мы попытались грубо оценить коэффициент пористости  $\kappa_p$  базальтов на основании совокупности данных макроскопических и микроскопических наблюдений и подсчетов в полированных шлифах с помощью обычной методики подсчета минерального со-

стava. При этом мы исходили из предположения, что количество пор в плоских сечениях приблизительно соответствует их содержанию в объеме породы. Согласно полученным результатам в мелкопористых базальтах количество пор не превышает 10% объема ( $k_n \approx 5-10\%$ ), в пористых — 20% ( $k_n \approx 10-20\%$ ), в сильнопористых — больше 20% ( $k_n \approx 20-30\%$ ). В плотных долеритах и базальтах пористость ниже 5% и обычно не более 2—3%. Таким образом, при незначительных отличиях химического и минерального состава, а также состава и структуры основной массы базальты разных типов существенно различаются по пористости, что и обуславливает характерные их различия по механическим и электрическим свойствам. Особенностью данной группы пород является также преобладание в них пор объемного типа над порами типа трещин.

При нагревании до 1100—1200°C пористые базальты испытывают те же изменения, что и долериты, но с большей интенсивностью.

Плотные океанические базальты отличаются тонкозернистой структурой основной массы (микропойкилитовая, интерсерпельная и гиалопилитовая) и мелкодисперсным равномерным распределением рудного минерала (в основном титаномагнетита). В этих породах присутствуют редкие порфировые включения плаунилаза, пироксена, оливина и большое количество слабо раскристаллизованного вулканического стекла. Пористость в них проявлена слабо, в виде отдельных мелких изолированных пор объемного типа. Краткая петрографическая характеристика остальных изученных образцов приведена в табл. 5.

Таким образом, на основании петрографического изучения образцов с учетом особенностей их минерального и химического состава можно выделить следующие группы пород.

Группа I. Базальты, долериты и диабазы плотные: 1) долерит крупнозернистый (обр. 29); 2) долерит среднезернистый (обр. 60, 60р, 83, 108); 3) долерит мелкозернистый (обр. 61б); 4) базальт плотный, среднезернистый (обр. 161); 5) базальт плотный, мелкозернистый (обр. 54а, 313).

Группа II. Базальты мелкопористые (обр. 21, 4).

Группа III. Базальты пористые и сильнопористые (обр. 602, 7 и 5/22).

Диабазы и метадиабазы печенгской серии относятся к группе I, открытая пористость в этих породах, как правило, не превышает 0,3—0,5%.

Для исследования при высоких давлениях из пород было вырезано по два образца разных размеров в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Образцы большого размера (диаметр 30—40 мм, высота 40—50 мм) испытывались при осевом сжатии до 1,0—1,5 кбар и при квазивсестороннем давлении в пьезометре диаметром 40 мм — до 5 кбар. Образцы диаметром 18,5 мм, высотой 24,0 мм испытывались в пьезометре диаметром 20 мм по

вышеописанной методике. Такой порядок испытаний позволял получать достаточно точные значения скоростей распространения упругих волн  $v_p$  и  $v_s$  при низких и при высоких давлениях. Образцы пористых и сильнопористых базальтов испытывались в основном при давлении до 5 кбар в камерах диаметром 40 мм и лишь отдельные при давлении 10 и 15 кбар. В отличие от плотных базальтов и долеритов пористые базальты в условиях квазивсестороннего давления в камерах диаметром 20 мм подвергаются частичному разрушению.

Из табл. 4 видно, что породы выделенных трех групп заметно отличаются по абсолютным значениям  $\rho$ ,  $v_p$  и  $v_s$  и по характеру изменения  $v_p$  и  $v_s$  с давлением. Для иллюстрации этого вывода на рис. 12 приведены графики  $v_p$  ( $\rho$ ) для типичных образцов пород групп I—III. Как видно из графиков, скорости распростране-

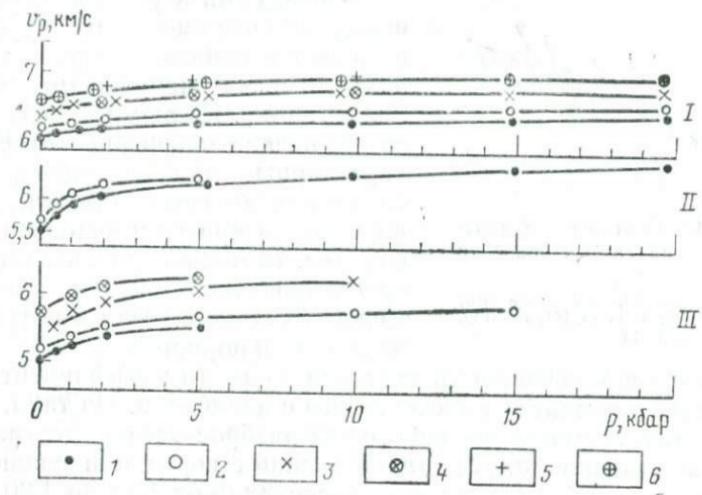


Рис. 12. Графики изменения скоростей распространения продольных волн с давлением для типичных образцов базальтов.

Группа I (базальты, долериты и диабазы плотные): 1 — обр. 161; 2 — обр. 313; 3 — обр. 616; 4 — обр. 29; 5 — обр. 83; 6 — обр. 42 (диабаз печенгской серии); группа II (базальты мелкопористые): 1 — обр. 21; 2 — обр. 4; группа III (базальты пористые и сильнопористые): 1 — обр. 3; 2 — обр. 5/22; 3 — обр. 602; 4 — обр. 7

ния волн в породах I группы (плотные) составляют 6—7 км/с, II группы (мелкопористые) 5,6—6,5 км/с, III группы (пористые и сильнопористые) 5,0—6,3 км/с. Эти группы различаются также по характеру изменения скоростей распространения волн с давлением во всем исследованном диапазоне: максимальные изменения свойственны сильнопористым породам, а минимальные — плотным долеритам и диабазам.

Таким образом, изученные нами породы имеют весьма мелкозернистую и однородную основную массу. Окисление или вывет-

ривание проявлены в них незначительно и затрагивают в основном включения рудного минерала, поэтому эти породы могут служить моделью для изучения влияния структурных факторов, в частности пористости и среднего размера зерен, на упругие характеристики. Влияние химического и минерального состава на скорость распространения упругих волн в этих породах целесообразно изучать в пределах выделенных нами структурных групп. Параметры  $\rho$ ,  $v_p$  и  $v_s$  зависят от количества вулканического стекла в породах. Так, в группе плотных пород наблюдается постепенное возрастание значений скоростей распространения упругих волн при переходе от тонкозернистых базальтов, содержащих значительные количества вулканического стекла, к полнокристаллическим долеритам и диабазам. В этом же направлении повышается и плотность пород.

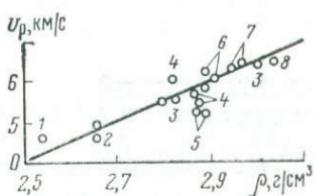


Рис. 13. Соотношение плотность — начальные значения скоростей  $v_p$ .

1, 4 — обр. 313; 2, 7 — обр. 616; 3 — обр. 83; 5 — обр. 161; 6 — обр. 29; 8 — обр. 42

В целом для изученных образцов пород независимо от их структуры намечается довольно хорошая корреляция между начальными значениями  $v_p$  и  $\rho$ . Из рис. 13 видно, что самые низкие значения скоростей характерны для сильнопористых базальтов, а самые высокие — для плотных долеритов и диабазов. График рис. 13 можно использовать для ориентировочной оценки значений  $v_p$  для базальтов, если известны их плотность и пористость.

Интересно рассмотреть значения  $v_p/v_s$  (и коэффициента Пуассона  $\mu$ ) и характер изменения его с давлением. Из табл. 4 и 5 видно, что, несмотря на некоторый разброс экспериментальных данных, значения  $v_p/v_s$  для изученных пород при различных давлениях колеблются в узких пределах — от 1,72 до 1,90. При этом небольшие значения  $v_p/v_s$  отмечаются в пористых и сильнопористых породах. При высоком давлении в таких породах  $v_p/v_s$  растет вначале быстро, а затем медленно. Таким образом, в пористых базальтах имеет место явная тенденция к увеличению  $v_p/v_s$  с давлением. Этот вывод подтверждается испытаниями при осевом сжатии и при гидростатическом и субгидростатическом давлении. В плотных базальтах и долеритах  $v_p/v_s$  (и коэффициента Пуассона) мало изменяются с давлением, в ряде образцов отмечено незначительное увеличение этого отношения при низких давлениях (до 2 кбар).

В табл. 6 приведены значения плотности пород и упругих параметров, рассчитанных на основании данных табл. 4 и 5. Изменения плотности  $\rho$  с давлением в табл. 6 получены на основании изменения сжимаемости  $\beta$  с давлением из значений сжимаемости в начальной и конечной точках рассматриваемого диапазона давлений. Например, от 0,001 до 1 кбар рассчитывались значения

декремента объема  $\Delta V/V_0$  для данного интервала с учетом некоторого изменения сжимаемости с давлением. В конечном итоге были получены плавные кривые для  $\Delta V/V_0$ ,  $B$ ,  $K$ ,  $E$ ,  $G$ . Графики  $\Delta V/V_0(p)$  для ряда типичных пород приведены на рис. 14. Здесь же для сравнения нанесены графики для кристаллов кварца и оливина по данным [49]. Из рис. 14 видно, что по сжимаемости исследуемая группа пород занимает приблизительно среднее положение между кварцем и оливином. Значения  $\Delta V/V_0$  (и сжимаемости) закономерно уменьшаются при переходе от сильнопористых пород к мелкопористым, а затем к плотным базальтам, долеритам и диабазам. По значениям  $\Delta V/V_0$  легко рассчитать изменение плотности с давлением согласно равенству  $\frac{\rho_0}{\rho_1} = \left(1 - \frac{\Delta V}{V_0}\right)$

и изменение объема образца пород (в %) в любом диапазоне давлений. Например, в диапазоне давлений 0,001—1,0 кбар объем сильнопористого базальта (обр. П.602) изменяется на 0,24%, а плотного диабаза (обр. 1304) — на 0,13%. Изменения объема образцов с давлением представляют интерес, в частности, с точки зрения анализа влияния пористости на характер изменения модулей упругости с давлением.

Остальные упругие параметры, приведенные в табл. 6, рассчитаны по обычным формулам теории упругости. Для сравнения в табл. 6 приведены также значения упругих параметров для двух диабазов Северной Америки, рассчитанные на основании данных [49]. Для анализируемых плотных пород характерны примерно линейные изменения модулей  $K$ ,  $E$  и  $G$  в диапазоне давления 2—20 кбар. Наклон соответствующих графиков к оси давлений можно определить из табл. 7.

Изменения модулей  $K$  и  $E$  для пористых пород заметно отклоняются от прямолинейного хода, особенно в начальной области давлений.

Для мелкопористых базальтов типа обр. 21 кривые  $K(p)$  и  $E(p)$  приближаются к прямым линиям при давлении выше 10 кбар (рис. 15).

Интересны деформационные свойства пород рассматриваемой группы. Прежде всего сопоставим линейную деформацию образ-

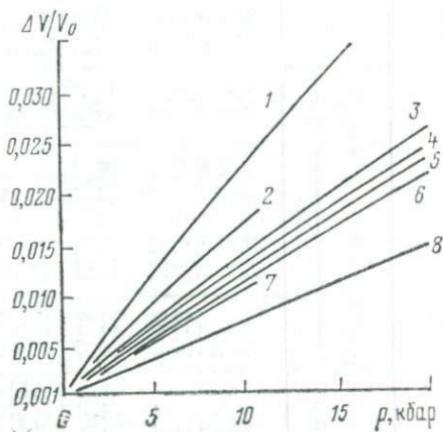


Рис. 14. Зависимость декремента объема от давления.

1 — кварц; 2 — обр. п. 602; 3 — обр. 21; 4 — обр. 313; 5 — обр. 61а; 6 — обр. 1304; 7 — диабаз Фридрик; 8 — оливин

Таблица 6

48 Упругие параметры базальтов и диабазов при различных давлениях

Номер образца	Название породы	$p$ , кбар	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$v_p$ , км/с	$v_s$ , км/с	$S_p / \rho$	$\Phi = \frac{K_4}{\rho} \cdot 10^{-2}$ (км/с) <sup>2</sup>	$K \cdot 10^{-2}$			$\beta \cdot 10^4$	$G \cdot 10^{-2}$	$E \cdot 10^{-2}$	$\mu$	$\Delta V/V_0$
								$\text{кбар}$							
60	Долерит	0,001	2,82	6,73	3,45	1,81	23,0	8,5	15,4	3,36	8,6	0,28	—		
		1	2,826	6,40	3,48	1,83	24,8	7,0	14,2	3,42	8,8	0,28	0,0015		
		2	2,83	6,45	3,50	1,84	25,3	7,2	13,9	3,48	9,0	0,29	0,0029		
		5	2,84	6,52	3,54	1,84	25,8	7,33	13,7	3,56	9,3	0,29	0,0070		
		10	2,86	6,62	3,60	1,84	26,6	7,60	13,2	3,70	9,6	0,29	0,0137		
61a	Долерит	0,001	2,95	6,48	3,58	1,81	25,0	7,38	13,5	3,78	9,7	0,28	—		
		1	2,955	6,54	3,60	1,81	25,6	7,58	13,2	3,83	10,0	0,28	0,0013		
		2	2,96	6,57	3,64	1,80	—	—	—	3,9	10,2	0,28	0,0026		
		5	2,97	6,62	3,67	1,80	25,9	7,70	13,0	4,0	10,4	0,28	0,0066		
		10	2,99	6,69	3,70	1,80	26,56	7,9	12,6	4,1	10,6	0,28	0,013		
		20	3,03	6,82	3,77	1,81	27,6	8,35	12,0	4,3	11,0	0,28	0,025		
313	Базальт	0,001	2,95	6,05	3,37	1,79	21,5	6,34	15,8	3,35	8,5	0,273	—		
		1	2,96	6,22	3,50	1,82	23,3	6,9	14,5	3,42	8,7	0,28	0,0015		
		2	2,965	6,29	3,45	1,82	23,7	7,0	14,2	3,5	9,0	0,28	0,0029		
		5	2,97	6,37	3,48	1,83	24,48	7,27	13,7	3,6	9,2	0,28	0,0071		
		10	2,99	6,43	3,55	1,81	24,55	7,35	13,5	3,78	9,7	0,28	0,0139		
		20	3,03	6,53	3,62	1,80	25,14	7,62	13,1	3,98	10,2	0,27	0,0264		
21	Базальт	0,001	2,88	5,50	3,15	1,75	17,0	4,90	20,4	2,86	7,2	0,26	—		
		1	2,885	5,95	3,36	1,77	20,4	5,9	17,0	3,28	8,3	0,26	0,0020		
		2	2,89	6,10	3,40	1,80	21,8	6,3	15,9	3,34	8,5	0,27	0,0035		
		5	2,90	6,27	3,45	1,82	23,5	6,8	14,7	3,45	8,8	0,28	0,0079		
		10	2,92	6,45	3,52	1,83	25,1	7,32	13,6	3,62	9,3	0,29	0,0150		
		20	2,97	6,60	3,60	1,83	26,36	7,82	12,8	3,86	9,8	0,20	0,0280		
П.602	Базальт	0,001	2,66	5,10	3,0	1,70	14,0	3,72	27,0	2,4	5,9	0,23	—		
		1	2,67	5,70	3,26	1,74	18,4	4,9	20,4	2,8	7,0	0,25	0,0024		
		2	2,68	5,85	3,35	1,75	19,3	5,2	19,2	3,0	7,5	0,25	0,0043		
		5	2,69	6,15	3,46	1,77	21,9	5,9	17,0	3,2	8,1	0,26	0,097		
		10	2,72	6,27	3,54	1,77	12,36	6,2	16,4	3,42	8,6	0,26	0,0181		
1304	Диабаз	0,001	3,04	6,57	3,72	1,77	24,9	7,56	13,2	4,2	10,6	0,265	—		
		1	3,045	6,66	3,75	1,78	25,7	7,83	12,8	4,3	10,9	0,27	0,0013		
		2	3,05	6,72	3,77	1,78	26,4	8,05	12,4	4,35	11,0	0,27	0,0026		
		5	3,06	6,80	3,80	1,79	27,0	8,26	12,1	4,42	11,2	0,273	0,0063		
		10	3,079	6,89	3,85	1,79	27,8	8,57	11,7	4,6	11,5	0,273	0,0123		
		20	3,116	7,00	3,90	1,79	28,8	8,95	11,1	4,75	12,1	0,273	0,023		
—	Диабаз Фридерик	0,001	3,02	6,65	3,72	1,79	25,8	7,8	12,8	4,2	10,7	0,273	—		
		1	3,024	6,78	3,78	1,79	26,97	8,16	12,2	4,3	10,9	0,273	0,00125		
		2	3,03	6,83	3,79	1,80	27,5	8,32	12,0	4,35	11,1	0,277	0,0026		
		5	3,04	6,92	3,82	1,81	28,5	8,6	11,6	4,4	11,3	0,28	0,0059		
		10	3,054	7,02	3,85	1,82	29,6	9,05	11,0	4,55	11,65	0,28	0,0114		
—	Диабаз Сентрвил	0,001	2,97	6,14	3,49	1,76	21,5	6,38	15,7	3,62	9,1	0,262	—		
		1	2,976	6,70	3,68	1,82	26,9	8,0	12,5	4,04	10,2	0,284	0,0015		
		2	2,98	6,76	3,72	1,82	27,3	8,12	12,3	4,08	10,5	0,284	0,0027		
		5	2,99	6,84	3,76	1,82	28,0	8,35	12,0	4,23	10,8	0,284	0,0063		
		10	3,01	6,93	3,80	1,82	28,8	8,66	11,9	4,35	11,12	0,284	0,0123		
1314	Габбро-норит	0,001	2,97	5,20	3,72	1,67	20,0	5,94	16,8	4,11	10,0	0,22	—		
		1	2,974	6,90	3,98	1,74	26,5	7,89	12,7	4,70	11,8	0,25	0,0017		
		2	2,98	7,03	4,00	1,76	28,2	8,40	11,9	2,76	12,0	0,26	0,0030		
		5	2,991	7,12	4,04	1,76	29,0	8,67	11,5	4,87	12,3	0,26	0,0057		
		10	3,00	7,20	4,07	1,77	29,8	8,94	11,2	4,96	12,6	0,265	0,0125		
		20	3,03	7,31	4,13	1,77	30,84	9,35	10,7	5,18	13,2	0,265	0,0237		

Таблица 7

Изменения модулей упругости  $K$ ,  $E$  и  $G$  на линейном отрезке для плотных пород при разном давлении

Название породы	Давление, кбар	$\frac{dK}{dp}$	$\frac{dE}{dp}$	$\frac{G}{dp}$
Диабаз Фридерик	2-10	9,1	6,8	2,5
Диабаз Сентревиль	2-10	6,7	7,5	3,4
Диабаз печенгский	2-20	5,0	6,1	2,2
Долерит (обр. 60)	2-10	5,0	7,5	3,7
Долерит (обр. 61a)	2-20	4,2	4,5	2,8
Базальт (обр. 313)	2-20	3,5	6,7	2,7

цов пород перед разрушением

$$\varepsilon_{\text{пп}} = \frac{\Delta l}{l_0} \text{ с объемной деформацией}$$

$\Delta V/V_0$  соответствующих пород при всестороннем сжатии (см. рис. 14 и 16). Сложному напряженному состоянию  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$  соответствует

$$\text{среднее давление } \sigma_{\text{ср}} = p_{\text{ср}} = \frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3}$$

Объемная деформация  $\Delta V/V_0$  пород при всестороннем давлении 10-15

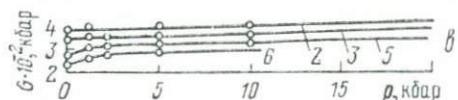
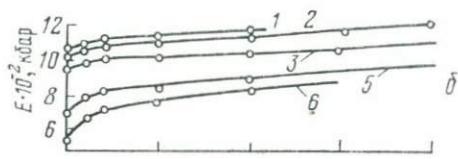
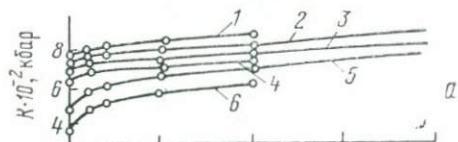


Рис. 15. Графики изменения модулей объемного сжатия  $K$  (а), Юнга  $E$  (б) и сдвига  $G$  (в) с давлением для пяти типичных пород.

1 — диабаз Фридерик; 2 — диабаз (обр. 1304); 3, 4 — долерит (обр. 61); 5 — базальт (обр. 21); 6 — базальт пористый (обр. 602)

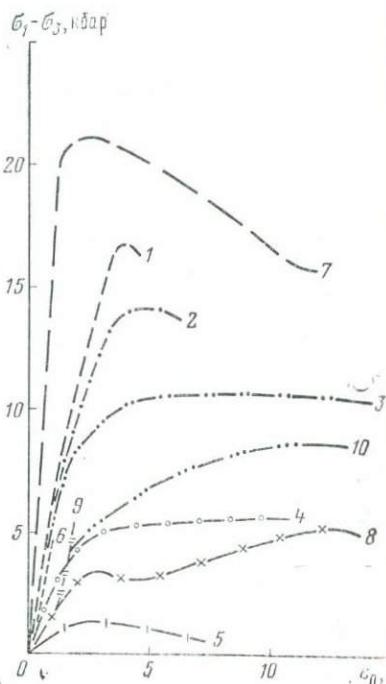


Рис. 16. Кривые напряжение-деформация для пород основного состава.

1-5 базальт оливиновый Блэрден, Бифорния,  $p=5$  кбар [65];  
 1 —  $t=24^{\circ}\text{C}$ , 2 —  $t=300^{\circ}\text{C}$ , 3 —  $t=500^{\circ}\text{C}$ , 4 —  $t=700^{\circ}\text{C}$ , 5 —  $t=800^{\circ}\text{C}$ ; 6-8 — базальт Ниппа, Техас [49]; 6 —  $p=5$  кбар,  $t=24^{\circ}\text{C}$ , 7 — диабаз [49],  $p=5$  кбар,  $t=24^{\circ}\text{C}$ , 8 —  $p=5$  кбар,  $t=50^{\circ}\text{C}$  [56]; 9, 10 — габбро Элизабетт [56]; 9 —  $p=1$  кбар,  $t=150^{\circ}\text{C}$ , 10 —  $p=5$  кбар,  $t=500^{\circ}\text{C}$

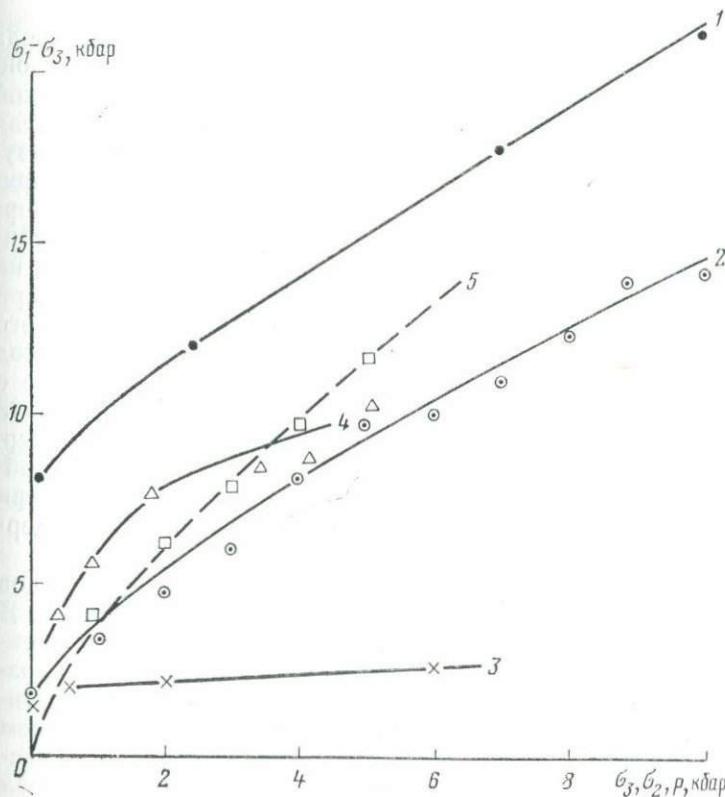
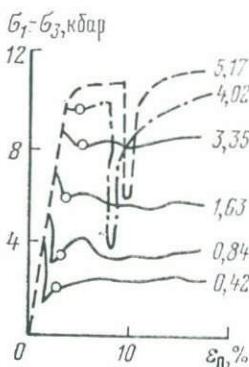
кбар составляет 1—2%. Объемная деформация при  $p_{cp} = 15$  кбар по кривой 9 рис. 16 для диабаза составляет около 4%, а при  $p_{cp} = 10$  кбар по кривой 1 для оливинового базальта — около

Рис. 17. Кривые напряжение — деформация для габбро Нахант при различных всесторонних давлениях без коррекции на изменение длины и поперечного сечения образцов под давлением [59].

Шифр кривых — давление в кбар

Рис. 18. Кривые изменения прочности базальтов, диабазов и габбро с давлением.

1 — диабаз,  $t=24^\circ\text{C}$  [47]; 2 — габбро,  $t=24^\circ\text{C}$  [47]; 3 — базальт кутаинский,  $t=24^\circ\text{C}$  (данные И. С. Томашевской); 4 — габбро Нахант,  $t=24^\circ\text{C}$  [56]; 5 — кривая хрупкости — пластичность для различных пород [59]



ло 9%. Если учесть данные рис. 17, становится очевидным большой разброс значений осевой деформации образцов, который в

значительной степени, по-видимому, объясняется недостаточно высокой точностью измерений размеров образца в камере. В частности, вызывает большие сомнения совпадение начальных ветвей кривых напряжение — деформация (Н-Д) на рис. 17, которое означает, что всестороннее давление практически не влияет на наклон этих кривых. Такое совпадение можно объяснить лишь недостаточно высокой чувствительностью измерительной аппаратуры.

Вместе с тем из рассмотрения деформационных кривых (см. рис. 16—18) можно сделать ряд интересных для геологии выводов. Сильное влияние давления на предел прочности базальтов и габбро вполне очевидно из всех приведенных кривых, кроме кривой 3 на рис. 18. Влияние давления на прочность базальтов, диабазов и габбро при нормальных условиях примерно одинаково. Учитывая структурные особенности пород, можно предполагать максимальное влияние давления на прочность крупнокристаллических пород типа габбро и минимальное — на прочность мелкозернистых плотных базальтов и диабазов.

Следует отметить также, что значительный рост предела прочности в габбро и диабазе отмечается при высоких всесторонних давлениях — порядка 5—10 кбар при сохранении хрупкой деформации. В связи с этим следует остановиться на результатах работы Д. Д. Байерли [59], который специально занимался изучением перехода хрупкость — пластичность, в частности на примере габбро Нахант. Этот исследователь, как известно, придерживался гипотезы Орована, о которой мы уже упоминали. Минимальная разность напряжений после разрушения образца на рис. 17 показана кружочками. Из этого рисунка видно, что при  $p = \sigma_3 = 5,17$  кбар разрушение породы происходит без заметного падения разности напряжений, т. е. осуществляется переход хрупкость — пластичность. В данном случае мы имеем дело с кратковременной деформацией (скорость деформации равна  $2,4 \cdot 10^{-4}$  1/с), и термин «пластичность» носит условный характер. Образцы породы разрушаются путем хрупкой деформации с образованием единичных сколов и зон скальвания. Однако при этом они сохраняют видимую сплошность и способность выдерживать значительные разности напряжений.

В связи с этим рассмотрим характер деформации образцов диабаза и габбро при давлении 5 кбар и температуре 500°C. В диабазе (см. кривая 11 на рис. 16) наблюдаются резко выраженная зона скальвания и область дробления в средней части образца. Приблизительно половина общего укорочения образца, достигающего 17,7%, объясняется непосредственным смещением обломков породы по зоне скальвания, вторая половина — расеянным дроблением. Образец габбро после опыта приобрел бочковидную форму [56]. В центральной его части наблюдаются сотни различно ориентированных мелких трещин, направление которых частично контролируется спайностью зерен пироксена.

Четко выраженной зоны скальвания в данном случае не отмечается, и общая продольная деформация образца, достигающая 17%, обусловлена в основном мелким рассеянным по всему объему образца дроблением. Таким образом, даже в этих условиях, отвечающих большой глубине, породы основного состава испытывают главным образом хрупкую деформацию, поэтому кривая хрупкости — пластичность для них характеризует не микроскопическую, а макроскопическую деформацию образцов.

Рисунок 16 дает представление о влиянии температуры на прочность пород основного состава. При давлении 5 кбар и температуре 300°C (кривая 2) наблюдается заметное отклонение кривой от ее положения в нормальных условиях, а при температуре 500°C и давлении 5 кбар (кривые 3, 11 и 13) наблюдаются типичные кривые пластической деформации (типы кривых D, E и F, по Д. Хандину) [49]. Таким образом, прочность пород основного состава сильно снижается при высокой температуре даже в сухом состоянии. При увлажнении и снижении скорости деформации прочность, по-видимому, может достигать очень низких значений.

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ БЕЛОМОРСКОЙ СЕРИИ

Мощная беломорская серия метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма слагает Беломорский блок позднеархейского возраста. Многие геологи считают ее аналогом кольской серии, которая, как известно, залегает непосредственно на древнейших реоморфизованных образованиях Мурманского блока [54].

Беломорский блок представляет собой огромный клиновидный массив, ограниченный с двух сторон зонами карелид. По геофизическим данным он прослеживается под осадочным чехлом в фундаменте Русской платформы далеко на юго-восток, где сливается с Северо-Двинским блоком. Можно считать, что Беломорский и Северо-Двинский блоки составляют единый огромный срединный массив в пределах обширной Карельской геосинклинальной зоны [54].

Аналоги беломорских гнейсов вскрыты скважинами в пределах Окского-Волжского, Волго-Уральского, Белорусского архейских массивов. Большое сходство с беломорскими гнейсами имеют побужская серия Украинского кристаллического массива и преготские гнейсы Южной Швеции.

Мощность гнейсов Беломорского блока сейчас не менее 10—12 км, а раньше достигала, видимо, 15—16 км.

Верхняя возрастная граница беломорид устанавливается достаточно определенно при изучении их соотношений с типичными карелидами в пределах различных районов. В частности, геологи установили, что беломориды в ряде случаев по разломам срезаются карелидами; в зоне контакта с карелидами беломорские гнейсы и мигматиты подвергаются интенсивной наложенной деформации. В приконтактовой зоне беломорид с карелидами наблюдаются многочисленные трещинные интрузии раннекарельского возраста. В то же время в карелидах отсутствуют характерные для беломорид магматические образования (друзиты, габбро-лабродориты, гиперстеновые диориты).

Проведенные в последнее время специальные структурные исследования зоны сочленения беломорид и карелид в районе оз. Панаярви-Кемь [40] показали, что она представляет собой широкую полосу (30—60 км) развития тектонитов по породам различных возраста и состава. Учитывая имеющиеся региональные геофизические данные, можно предполагать, что зона сочленения совпадает с зоной глубинного разлома, которая возникла при консолидации беломорид в раннем протерозое и существовала вплоть до позднего протерозоя,

В зоне глубинного разлома развиты специфические магматические образования — разнообразные гранитоиды, породы основного, ультраосновного и щелочного состава. Например, непосредственно в зоне глубинного разлома залегает Топозерская интрузия гиперстеновых гранитоидов (интрузивных чарнокитов) площадью более 4500 км<sup>2</sup>. Установлено, что гранитоидные массивы внедрились в зону глубинного разлома после консолидации беломорид и формирования вулканических покровов ранних карелид. Гранитоиды подверглись интенсивной деформации и перекристаллизации с образованием ортогнейсов. Таким образом, более древний возраст беломорид по отношению к карелидам устанавливается довольно определенно, хотя и не вполне однозначно. Гораздо сложнее обстоит дело с нижней границей беломорид и их соотношениями с подстилающими породами. По этому вопросу имеются по существу лишь косвенные данные. Установлено, что степень метаморфизма, в частности мигматизации, возрастает сверху вниз к подошве беломорской серии. По аналогии с кольской серией можно предполагать, что в низах беломорской серии расположена мощная зона ультраметаморфизма, которая залегает на сильно переработанном, реоморфизованном фундаменте существенно гранитоидного состава (на Карельском массиве).

Стратиграфия собственно беломорской серии также еще не разработана окончательно. Большие трудности появляются при стыковке стратиграфических колонок, полученных для отдельных районов. Предложены различные схемы стратиграфии. Мы будем придерживаться в основном схемы, разработанной Н. В. Горловым [22]. В последнее время на территории Северной Карелии и юго-западной части Кольского полуострова проведено детальное структурное картирование беломорских гнейсов в полосе шириной 60—80 км и длиной 200 км — от Энгозера до Ёны-Ковдора [22, 25]. В пределах этой полосы выделяется два района — Чупинско-Лоухский и Енский.

В Чупинско-Лоухском районе Н. В. Горлов [21] описал три свиты (котозерская, чупинская и хетоламбинская) общей мощностью 5700 м. Свиты сложены породами пяти основных типов: 1) граниты, гранито-гнейсы, двуслюдяные и аплитовидные гнейсы, мигматиты; 2) биотитовые гнейсы; 3) амфиболсодержащие плагиогнейсы; 4) глиноземистые гнейсы; 5) амфиболиты. Породы первой и второй групп близки по минеральному составу и обычно залегают вместе, поэтому в стратиграфических колонках их часто объединяют в одну группу. Согласно приблизительной оценке из общей мощности разреза 5700 м на долю первой и второй групп приходится 2090 м (37%), третьей группы — 1400 м (24%), четвертой группы — 1600 м (28%) и пятой группы — 610 м (11%).

В Енском районе Н. В. Горлов выделяет пять свит (кругогорская, ёнская, кассинская, реколатвинская и сейтинская) общей мощностью 10 250 м. Здесь развиты породы тех же пяти основных

групп, но в иных соотношениях: мощность пород первой и второй групп 6190 м, третьей группы — 850 м, четвертой группы — 2050 м, пятой группы — 1160 м.

Стратиграфические колонки Чупинско-Лоухского и Ёнского районов существенно различаются по составу пород и по их возрасту: самая нижняя свита Ёнского района, по-видимому, перекрывает верхнюю свиту Чупинско-Лоухского района. В первом приближении обе колонки можно принять за части единого стратиграфического разреза беломорской серии в пределах северо-западной части Беломорья. Следует отметить, что в стратиграфических колонках не нашли места интрузии основных и ультраосновных пород, которые составляют 5—10% общего объема пород беломорской серии. Сводную стратиграфическую колонку серии можно представить в виде табл. 8 (по группам пород без учета

Таблица 8

Сводная стратиграфическая колонка беломорской серии

Группа пород (главные парагенезисы)	Мощность, м	Объем, %
Граниты, гранито-гнейсы, двуслюдянные аплито-видные гнейсы, мигматиты, биотитовые гнейсы (биотит — полевой шпат — кварц)	8350	52
Биотит-роговообманные плагиогнейсы (биотит — роговая обманка — кварц — плагиоклаз, часто отмечается примесь эпидота, кианита, калиевого полевого шпата)	2250	14
Глиноземистые гнейсы (кианит — гранат — биотит — кварц — плагиоклаз, часто отмечается примесь ставролита, кордиерита, мусковита)	2800	17
Амфиболиты и роговообманные сланцы	1800	12
Габбро-нориты, друзиты, пироксениты и т. п.	800	5

их распределения по толщам), в которой приведены также главнейшие парагенезисы, отвечающие наиболее широко распространенным типам пород.

Согласно данным П. Эскола [63], в кристаллической оболочке территории Финляндии 52,3% площади занято гранитоидными породами, а 21,8% — гранитными смесями (породами типа мигматитов). Аналогичная картина характерна для кристаллических массивов Кольского полуострова и Украины [48]. А. Полдерварт [42] считает, что докембрийские щиты на земной поверхности состоят в основном из кварц-полевошпатового гнейса и амфиболита (4:1), а средний состав континентальных щитов приблизительно отвечает составу изверженной породы типа гранодиорита.

Если учесть, что амфиболсодержащие плагиогнейсы близки по составу к породам типа кварцевого диорита и гранодиорита, то распределение пород в беломорской серии (см. табл. 8) согласуется с данными для других районов развития кристаллического фундамента. Характерная особенность беломорской серии — довольно широкое распространение пород, обогащенных  $Al_2O_3$ .

Свиты, выделенные Н. В. Горловым в беломорской серии, содержат породы всех или почти всех групп и различаются лишь количественными соотношениями: в одних свитах (например, в хетоламбинской) преобладают биотитовые гнейсы с многочисленными прослойками амфиболитов, в других (например, в реколатвинской) — глиноземистые гнейсы, содержащие многочисленные прослои биотитовых гнейсов и амфиболитов. Кроме того, нередко отмечается резкая фациальная изменчивость состава свит по простиранию. Дополнительные трудности при стратиграфическом расчленении создает сложная тектоника района, в частности наличие многочисленных мелких и крупных лежачих складок и структур диапирового типа.

Для исследования упругих характеристик были отобраны образцы главнейших разностей пород, выделяемых при структурном картировании. Образцы были взяты в районе ст. Пояконда вдоль профиля, пересекающего толщи пород с северо-востока на юго-запад, а также в районе Ёны и Ковдора и ст. Княжая (рис. 19). В лаборатории измерялись плотности и скорости распространения продольных  $v_p$  и поперечных  $v_s$  волн при давлении до 20 кбар, для ряда образцов определялась также прочность при осевом сжатии. Для измерения  $v_p$  и  $v_s$  при низких давлениях (до 0,8—1,0 кбар) широко использовался метод осевого сжатия, при более высоких давлениях — метод создания давлений в твердой пластичной среде.

В большей части изученных пород отмечена ориентировка минералов по форме и строению, т. е. почти все породы относились к тектонитам. Эти тектониты можно разделить на три типа: плоские (поверхности  $S$ ); линейные (линейность  $L$ ); плоско-линейные ( $S+L$ ). Основная масса пород относится к последнему типу и характеризуется наличием поверхностей  $S$  (сланцеватость или полосчатость), а также линейности  $L$ , параллельной поверхностям  $S$ . Хорошо выраженная ориентировка минералов обусловливает сильную анизотропию скоростей распространения упругих волн, что вызывало необходимость применения при измерении  $v_p$  и  $v_s$  методики, используемой при изучении кристаллов. В плоско-линейных тектониках  $v_p$  и  $v_s$  измерялись в трех цилиндр-



Рис. 19. Геологическая схема беломорской серии.

1 — seitinская свита; 2 — реколатвинская свита; 3 — кассинская свита; 4 — енская свита; 5 — кругогорская свита; 6 — хетоламбинская свита; 7 — места отбора образцов

Таблица 9

Скорости распространения продольных и поперечных волн при различных давлениях (км/с)

Номер образца	Номер шлифика	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны	Давление, кбар							
						0,001	0,5	1	2	5	10	15	20
618	1	Биотитовый гнейс	Ми, Олиг, Кв, Би, Гр, Эп, Вт, Руд	2,66	P(ZZ)	4,50	5,3	5,70	5,90	6,05	6,17	—	—
	2	То же			S(ZX)	2,80	—	3,28	3,37	3,48	3,54	—	—
					P(XX)	5,20	5,9	6,20	6,30	6,48	6,60	—	—
					S(XY)	—	—	3,65	3,70	3,79	3,85	—	—
631	1	Биотитовый гнейс	Ми, Аб, Кв, Би, Вт, Руд, Эп, Сф	2,66	S(XZ)	—	—	3,34	3,40	3,49	3,57	—	—
	2	То же			P(ZZ)	4,90	5,6	5,80	5,95	6,06	6,15	—	—
					S(ZX)	3,20	—	3,35	3,40	3,48	3,56	—	—
					P(XX)	5,10	5,8	6,05	6,15	6,30	6,41	—	—
607	1	Биотитовый гнейс	Ми, Олиг, Кв, Би, Гр, Вт, Руд	2,66	S(XY)	3,28	3,5	3,60	3,66	3,74	3,82	—	—
	2	То же			S(XZ)	3,14	3,40	3,45	3,48	3,56	3,64	—	—
					P(ZZ)	4,30	5,8	6,10	6,17	6,25	6,36	—	—
					S(ZX)	2,70	—	3,40	3,50	3,58	3,65	—	—
635	1	Биотитовый гнейс	Олиг, Ми, Кв, Би, Му, Гр, Эп, Вт, Руд	2,70	P(XX)	5,10	6,10	6,20	6,31	6,43	6,60	—	—
	2	То же			S(XY)	—	—	3,64	3,70	3,78	3,90	—	—
					S(XZ)	—	—	3,48	3,54	3,60	3,70	—	—
					P(ZZ)	4,50	5,7	5,95	6,07	6,18	6,30	—	—
610	1	Биотит-рогообманковый гнейс	Пл, Квш, Кв, Рог, Би, Вт, Руд	2,72	S(ZY)	2,90	—	3,40	3,48	3,54	3,60	—	—
	2	То же			P(XX)	5,20	5,95	6,18	6,30	6,44	6,55	—	—
					S(XY)	3,34	3,50	3,65	3,73	3,82	3,90	—	—
					S(XZ)	2,80	3,20	3,30	3,35	3,42	3,48	—	—
256	1	Биотит-рогообманковый гнейс	Олиг, Мик, Рог, Кв, Би, Гр, Эп, Вт, Руд	2,80	P(ZZ)	4,40	5,7	6,08	6,20	6,37	6,50	—	—
	2	То же			S(ZX)	—	—	3,50	3,58	3,69	3,77	—	—
	3	*			P(XX)	5,50	6,30	6,52	6,64	6,76	6,89	7,00	—
					S(XY)	3,40	3,58	3,66	3,75	3,85	3,90	3,97	—
424	1	Кордиерит-гранат-силлиманитовый гнейс	Пл, Ми, Сил, Гр, Корд, Рог, Руд, Вт	2,99	S(XZ)	2,67	3,20	3,30	3,40	3,50	3,56	3,60	—
	2	То же			P(YY)	4,96	6,00	6,30	6,40	6,55	6,70	6,82	—
					S(YX)	3,39	3,50	3,60	3,72	3,80	3,93	4,00	—
					S(YZ)	2,85	3,20	3,30	3,35	3,40	3,50	3,58	—
523	1	Кордиерит-кианитовый гнейс	Пл, Мик, Кв, Ки, Сил, Корд, Вт, Руд	3,11	P(ZZ)	5,80	7,10	7,40	7,55	7,70	7,82	—	—
	2	То же			S(ZY)	—	—	4,20	4,32	4,37	4,47	—	—
					S(ZX)	—	—	4,60	4,75	4,87	4,94	—	—
					P(XX)	8,20	8,50	8,70	8,85	9,10	9,25	—	—
873	1	Биотит-гранатовый гнейс	Пл, Ми, Кв, Гр, Би, Вт, Руд	3,08	S(XY)	—	—	—	4,45	4,53	4,60	—	—
	2	То же			P(ZZ)	5,00	5,40	5,85	6,12	6,30	6,44	—	—
					S(XX)	6,35	6,80	6,96	7,04	7,23	7,37	—	—
					S(XZ)	—	—	—	3,92	4,00	4,10	—	—
238	1	Рогообманковый сланец	Рог, Би, Кв, Пл	3,07	P(XX)	6,82	7,15	7,35	7,50	7,66	7,77	7,83	7,90
	2	То же			S(ZY)	3,80	4,00	4,17	4,25	4,35	4,41	4,45	4,50
					S(ZX)	3,58	3,80	3,90	4,00	4,05	4,12	4,20	4,25
	3	*			P(YY)	4,70	6,25	6,55	6,71	7,02	7,15	7,26	7,34

Продолжение табл. 9

Номер образца	Номер циннера	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны	Давление, кбар							
						0,001	0,5	1	2	5	10	15	20
220	1	Роговообманковый сланец	Рог, Пл, Кв, Руд	3,08	P(ZZ)	4,80	5,85	6,25	6,45	6,60	6,74	—	—
		То же »	То же »	3,06 3,07	P(XX) P(YY)	7,15 6,28	7,35 6,68	7,47 6,80	7,56 6,93	7,68 7,07	7,80 7,18	—	—
638	1	Роговообманковый сланец	Рог, Кв, Пл, Вт, Руд	3,08	P(ZZ) S(ZX) P(XX) S(XY)	5,60 3,80 6,60 4,20	6,20 — 6,90 —	6,32 3,82 7,20 4,27	6,50 3,85 7,50 4,35	6,62 3,88 7,85 4,40	6,70 3,92 8,00 4,45	—	—
	2	То же	То же	3,07	S(XZ) P(YY) S(YX) S(YZ)	3,60 6,80 4,10 3,50	— 6,95 — —	3,80 7,05 4,27 3,73	3,90 7,13 4,31 3,80	4,00 7,23 4,35 3,85	4,08 7,32 4,40 3,88	—	—
229	1	Диопсид-биотит-рогообманковый сланец	Рог, Би, Ди, Пл, Кв, Вт, Руд	2,94	P(ZZ) S(ZY) S(ZX)	4,00 2,70 2,90	5,50 3,10 3,50	5,72 3,20 3,70	5,85 3,25 3,80	6,03 3,30 3,85	6,15 3,34 3,92	6,24 3,40 3,98	6,30 3,43 4,03
	2	То же	То же	2,99	P(XX) S(XY) S(XZ)	5,90 3,50 3,20	6,70 3,80 3,60	6,92 3,94 3,70	7,05 4,02 3,77	7,18 4,09 3,80	7,29 4,09 3,86	7,36 4,15 3,90	7,43 4,20 3,94
626	1	Гранатовый амфиболит	Рог, Пл, Гр, Кв, Пир, Руд, Вт	3,00	P(ZZ) S(ZY)	4,40	6,20	6,50	6,75	6,90	7,05	—	—
	2	То же	То же	3,00	P(XX) S(XY)	5,20	6,70	7,12	7,25	7,48	7,62	—	—
628	1	Роговообманковый сланец	Рог, Пл, Би, Кв, Вт, Руд	3,01	P(ZZ) S(ZY)	4,30 3,20	6,00	6,20	6,30	6,44	6,53	—	—
	2	То же	То же	3,02	P(XX) S(XY)	6,20 3,70	7,00	7,20	7,40	7,55	7,70	—	—
	3	»	»	3,00	P(YY) S(YX) S(YZ)	5,30 3,52 3,00	6,30	6,80	6,98	7,12	7,23	—	—
							—	4,13	4,22	4,34	—	—	—

636	1	Гранат-пироксен-рогообманковый кристаллический сланец	Рог, Ди, Гр, Пл, Кв, Руд, Вт	3,11	P(ZZ) S(ZY) S(ZX)	5,70 — —	6,70 4,00 3,88	6,93 4,05 3,95	7,12 4,10 4,00	7,20 4,16 4,06	7,30 4,16 4,06	—	—
	2	То же	То же	3,08	P(XX) S(XY) S(XZ)	6,40 3,50 3,55	7,20 3,70 3,50	7,40 3,80 3,60	7,48 3,84 3,65	7,57 3,90 3,70	7,65 3,93 3,76	—	—
	3	»	»	3,03	P(YY) S(YX) S(YX)	5,70 3,54 3,23	6,70 3,72 3,60	7,10 3,95 3,85	7,17 4,03 3,90	7,26 4,08 3,94	7,36 4,13 3,98	—	—
												—	—
609	1	Гранат-рогообманковый сланец	Рог, Гр, Кв, Пл, Руд, Вт	3,16	P S	6,50 3,55	7,00 3,80	7,15 3,90	7,30 3,95	7,48 4,05	7,62 4,15	—	—
	2	То же	То же	3,16	P S	6,30	7,15	7,25	7,34	7,43	7,54	—	—
627	1	Амфибол-пироксеновая порода	Ги, Рог, Би, Эп, Руд, Вт	3,18	P S	6,95 —	7,30 —	7,40 4,25	7,48 4,37	7,60 4,43	7,73 4,47	—	—
	2	То же	То же	3,18	P S	7,20 4,20	7,30 4,25	7,40 4,30	7,45 4,35	7,52 4,38	7,63 4,43	—	—
623	1	Амфибол-пироксеновая порода	Ги, Ди, Рог, Гр, Руд, Вт	3,26	P S	7,30 —	7,45 —	7,60 4,40	7,70 4,46	7,82 4,53	7,95 4,63	—	—
	2	То же	То же	3,23	P S	6,95 —	7,10 —	7,20 4,20	7,32 4,32	7,56 4,37	7,63 4,47	—	—
637	1	Кварц-амфибол-гравитовая порода	Рог, Гр, Кв, Пл, Сф, Руд, Вт	3,26	P S	6,60 3,85	7,00 4,15	7,22 4,22	7,32 4,25	7,45 4,30	7,55 4,37	—	—
	2	То же	То же	3,28	P S	6,20 3,80	7,00 4,00	7,15 4,13	7,20 4,18	7,32 4,24	7,41 4,30	—	—
632	1	Кварц-амфибол-гравитовая порода	Рог, Гр, Кв, Пл, Сф, Руд, Вт	3,36	P S	5,70 —	6,80 —	7,15 4,17	7,30 4,22	7,42 4,28	7,51 4,35	—	—
												—	—
602	1	Габбро-норит	Ги, Ди, Пл, Амф, Хл, Руд, Вт	3,15	P S	5,90 3,44	6,73 —	7,05 3,90	7,15 3,96	7,25 4,00	7,36 4,07	—	—
	2	То же	То же	3,14	P S	5,90 3,34	6,80 3,60	6,93 3,80	7,06 3,90	7,18 4,00	7,30 4,08	—	—

П р и м е ч а н и е. Би — биотит, Кв — кварц, Пол — полевой шпат, Ми — микроклин, Квш — калиевый полевой шпат, Пл — плагиоклаз, Олиг — олигоклаз, Рог — роговая обманка, Амф — амфибол, Эп — эпидот, Гр — гранат, Руд — рудные минералы, Вт — вторичные минералы, Ки — кианит, Пир — пироксен, Ди — диопсид, Ги — гиперстен, Сф — сферен, Корд — кордиерит, Аб — альбит, Му — мусковит, Хл — хлорит.

рических образцах, вырезанных вдоль структурных и кристаллофизических осей  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ . В каждом цилиндре регистрировалась одна продольная волна ( $XX$ ,  $YY$  или  $ZZ$ ) и по две поперечные волны, распространяющиеся вдоль оси  $X$  ( $Y$  или  $Z$ ) и с направлением смещения параллельно двум другим осям ( $XY$ ,  $XZ$ ;  $YX$ ,  $YZ$ ;  $ZX$ ,  $ZY$ ). Оси  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  намечались в породах в соответствии со структурными осями координат: ось  $X$  совпадала с линейностью ( $L=b$ ), ось  $Z$  располагалась перпендикулярно к сланцеватости ( $Z=c$ ), ось  $Y$  совпадала со структурной осью  $a$  (плоскость  $XY$  па-

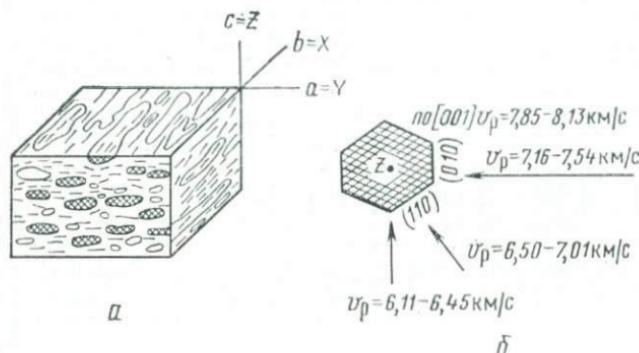


Рис. 20. Блок-схема амфиболитового сланца, показывающая ориентировку минералов в тектонитах плоско-линейного типа ( $S+L$ ), а также расположение структурных ( $a$ ,  $b$ ,  $c$ ) и кристаллофизических ( $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ) осей ( $a$ ) и разрез кристалла роговой обманки перпендикулярно к оси  $Z$  ( $b$ ).

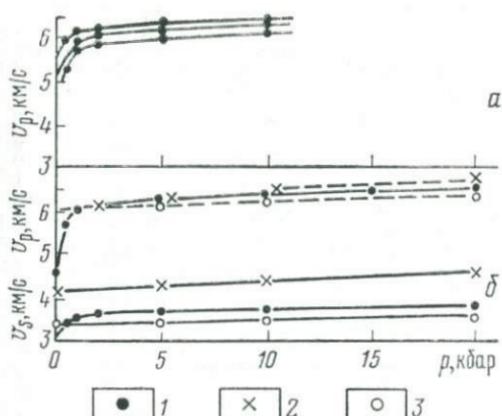


Рис. 21. Графики изменения скоростей  $v_p$  и  $v_s$  в гранитах (а) и гранитогнейсах с давлением

1 — гранит (усредненные данные); 2 — кварц; 3 — микроклин

ралльна плоскости сланцеватости). Схема расположения осей  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  относительно структурных элементов породы приведена на рис. 20. Такая же схема была принята и в работе Н. Кристенсена, посвященной сходным по составу и структуре породам Америки [60, 61].

Результаты экспериментов приведены в табл. 9. Для главнейших типов пород амфиболитовой фации метаморфизма были построены графики  $v(p)$ . Кроме данных табл. 9, на эти графики на-

ненесены результаты более ранних исследований [11, 12], а также данные других авторов [4, 49, 60, 61]. Были использованы также материалы по упругим параметрам породообразующих минералов [1, 2, 49].

На рис. 21, а показаны пределы колебаний  $v_p$  для группы гранитов Кольского региона и различных районов США [4, 49]. При давлении 5 кбар  $v_p$  для этой группы пород составляет 6,0—6,4 км/с, начальная плотность колеблется от 2,61 до 2,65 г/см<sup>3</sup>. На основе проведенных автором определений  $v_s$  при давлении до 20 кбар и данных других исследователей можно сделать заключение, что начальные значения  $v_p/v_s$  для гранитов колеблются от 1,48 до 1,70, а при давлении выше 1 кбар отношение  $v_p/v_s = 1,68—1,74$ . Таким образом,  $v_p/v_s$  резко возрастает в начальной области давлений, затем почти не изменяется вплоть до давления 20 кбар.

На рис. 21, б нанесены средние кривые скоростей  $v_p$  и  $v_s$  для гранитов и двух минералов (кварца и микроклина). Начальные значения скоростей распространения упругих волн для квазизотропных агрегатов определены по имеющимся данным [2], а ход кривых  $v(p)$  — на основе специальных экспериментов с соответствующими кристаллами с учетом данных по объемной сжимаемости этих минералов [17]. При давлении 2—20 кбар скорости  $v_p$  и  $v_s$  в граните растут меньше, чем в кварце, и больше, чем в микроклине или олигоклазе. Следовательно, изменения этих скоростей в граните при давлении выше 2 кбар обусловлены сжимаемостью минералов (кварца, микроклина, плагиоклаза и слюды). Данный вывод согласуется с результатами детального изучения характера пористости пород этого типа [12]: в свежих породах первостепенное значение имеют внутризерновые и межзерновые трещины, а пористость объемного типа внутри зерен и по их границам проявленена слабо.

Биотитовые гнейсы обычно обладают среднезернистой структурой и грубополосчатой текстурой плоскопараллельного типа, поэтому из этих пород вырезались два цилиндра перпендикулярно (ZZ) и параллельно (XX) полосчатости. В табл. 9 приведены данные для четырех образцов (8 цилиндров) диаметром 27 мм и длиной 32 мм. В эту группу можно включить, кроме того, четыре породы Н. Кристенсена — гнейсы № 1, 2, 6 и «гранатовый сланец» [60, 61], три породы Ф. Берча [4], гранодиоритовый гнейс ( $\rho=2,758$  г/см<sup>3</sup>), кварцевый диорит ( $\rho=2,8$  г/см<sup>3</sup>) и гранодиорит ( $\rho=2,7$  г/см<sup>3</sup>). Границевые скорости  $v_p$  для пород и соответствующие кривые  $v_p(p)$  приведены на рис. 22. Плотность пород этой группы (биотитовые гнейсы, гранодиориты и кварцевые диориты) составляет 2,65—2,80 г/см<sup>3</sup>.

Биотит-роговообманковые гнейсы в табл. 9 представлены двумя породами (5 цилиндров). Три породы аналогичного состава и текстуры исследованы Н. Кристенсеном — гнейсы № 3—5 [60, 61]. На рис. 23 показаны характерные кривые  $v_p(p)$  для пород

этой группы, в том числе кривые с максимальным и минимальным значениями  $v_p$ . Плотность пород колеблется от 2,72 до 2,85 г/см<sup>3</sup>.

Для глиноzemистых гнейсов и сланцев характерно постоянное совместное развитие минералов, резко отличающихся по плотности и упругим свойствам. Обычны следующие парагенезисы: биотит — мусковит — кварц — полевой шпат — гранат — ставро-

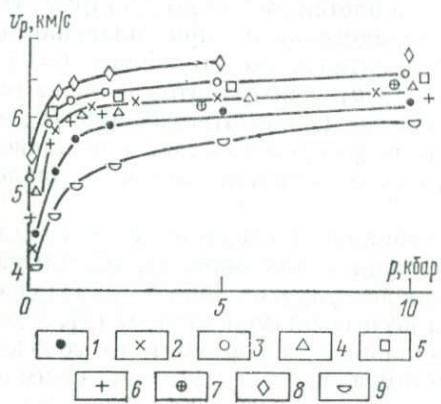


Рис. 22. Графики изменения скоростей распространения продольных волн с давлением в породах типа биотитовых гнейсов.

1 — обр. 618,  $\perp S$ ; 2 — обр. 607; 3 — обр. 618,  $\parallel S$ ; 4 — обр. 631,  $\parallel S$ ; 5 — обр. 607,  $\parallel S$ ; 6 — обр. 635,  $\perp S$ ; 7 — обр. 635,  $\parallel S$  (совпадает с обр. 618,  $\parallel S$ ); 8 — «гранатовый сланец» Н. Кристенсена; 9 — гнейс № 6 Кристенсена вдоль ZZ. Номера образцов см. в табл. 9

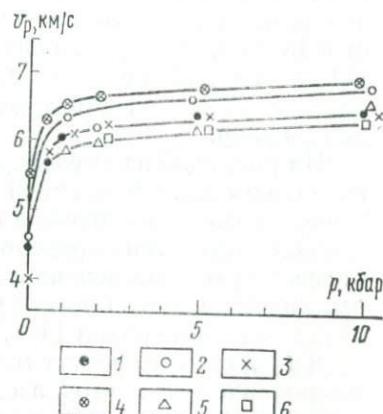


Рис. 23. Графики  $v_p(p)$  для биотит-роговообманковых гнейсов.

1 — обр. 610,  $\perp S$ ; 2 — то же,  $\parallel S$ ; 3 — обр. 256,  $\perp S$  (совпадает с обр. 610); 4 — то же,  $\parallel S$ ; 5 — гнейс № 5 Кристенсена, YY; 6 — то же, ZZ

лит — кианит или кварц — полевой шпат — роговая обманка — кордиерит — силлimanит — андалузит. В этих парагенезисах присутствуют, с одной стороны, сильно сжимаемые и сравнительно слабо плотные, с «рыхлой структурой» минералы (кварц, биотит и полевой шпат), с другой стороны, плотные и слабосжимаемые минералы (андалузит, силлimanит, кианит, гранат). Кроме того, большая часть минералов в породах обладает хорошо выраженной ориентировкой по форме зерен и создает значительную анизотропию скоростей  $v_p$  и  $v_s$ . Все это обусловливает большой разброс значений  $v_p$  и  $v_s$  для глиноzemистых гнейсов и аномальный характер графиков  $v(p)$ .

Из этой группы изучено три породы (см. табл. 9). Кроме того, характеристику двух кианитовых сланцев ( $\rho$  равно 3 и 2,77 г/см<sup>3</sup>) можно найти в работах Н. Кристенсена [60, 61]. В данных сланцах преобладают биотит, мусковит, кварц, плагиоклаз и кианит. В эту же группу можно включить и мономильтальную силлиманистовую породу из Вильямс-Тауна (Австралия), изученную Ж. Сим-

монсом [49] (рис. 24). Плотность глиноземистых гнейсов и сланцев колеблется от 2,75—2,80 до 3,15—3,20 г/см<sup>3</sup>.

Амфиболиты и роговообманковые сланцы также образуют большую и сложную по составу группу, однако от описанных выше пород они отличаются более однородным составом и меньшими колебаниями упругих свойств составляющих их минералов. Более детально было изучено 8 пород этого типа (рис. 25). К

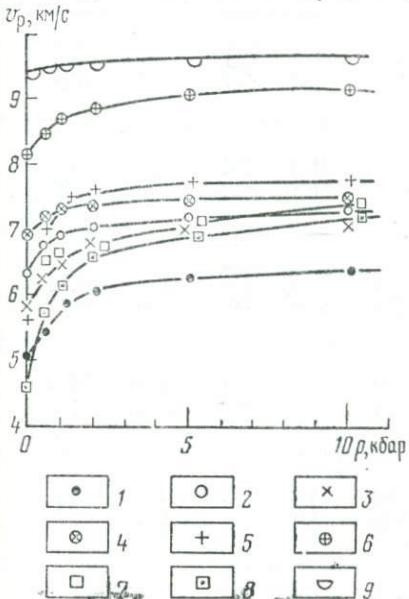


Рис. 24. Графики  $v_p(p)$  для пород группы глиноземистых гнейсов.

1 — обр. 873, ZZ; 2 — то же, XX; 3 — обр. 424, ZZ; 4 — то же, XX; 5 — обр. 523, ZZ; 6 — то же, XX; 7, 8 — кианитовый сланец № 1 Кристенсена, ZZ и XX; 9 — силиманитовая порода из Вильямс-Тауна (по данным Ж. Симмонса)

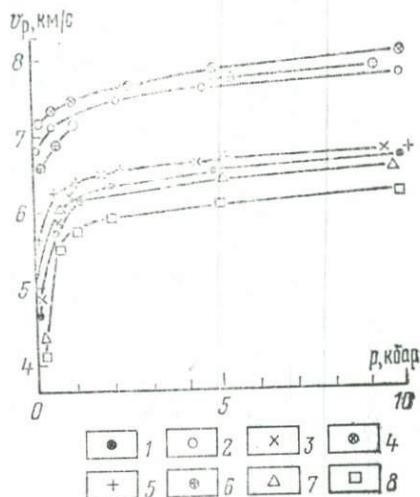


Рис. 25. Графики изменения  $v_p(p)$  для пород группы амфиболитов и роговообманковых сланцев.

1 — обр. 238, ZZ; 2 — то же, XX; 3 — обр. 220, ZZ; 4 — то же, XX; 5 — обр. 638, ZZ; 6 — то же, XX; 7 — обр. 628, ZZ; 8 — обр. 229, ZZ

этой же группе пород относятся два амфиболита — № 1 и 2, изученных Н. Кристенсеном ( $\rho$  равно 3,04 и 3,03 г/см<sup>3</sup>) и один амфиболит Медисон-Каунти, изученный Ф. Берчем ( $\rho=3,12$  г/см<sup>3</sup>).

Характерная особенность роговообманковых сланцев — часто наблюдаемая ориентировка роговой обманки по форме и строению, что обусловливает сильно выраженную анизотропию скоростей распространения упругих волн. Схема ориентировки зерен роговой обманки относительно осей  $X$ ,  $Y$  и  $Z$  показана на рис. 20.

Габбро-нориты (см. табл. 9, обр. 602), друзиты и габбро-амфиболиты весьма широко распространены в беломорской серии, но они обычно образуют небольшие по объему тела в метаморфических породах. Более крупные тела такого же состава развиты в наложенных мульдах протерозойского возраста типа струк-

Таблица 10

Номер образца	Название породы	Тип волны	p=1 кбар			p=5 кбар			p=10 кбар		
			v <sub>max</sub> , км/с	v <sub>min</sub> , км/с	A, %	v <sub>max</sub> , км/с	v <sub>min</sub> , км/с	A, %	v <sub>max</sub> , км/с	v <sub>min</sub> , км/с	A, %
228	Гранито-гнейс	P	5,88	5,73	2,6	6,20	6,05	2,4	6,28	6,16	2,2
232	То же	P	6,03	5,76	4,6	6,22	6,06	2,5	6,35	6,20	2,4
618	Биотитовый гнейс	P	6,20	5,70	8,4	6,48	6,05	6,9	6,60	6,17	6,7
607	То же	P	6,20	6,10	1,6	6,43	6,25	2,8	6,60	6,36	3,7
		S	3,64	3,40	6,8	3,78	3,58	5,3	3,90	3,65	5,5
635	Биотитовый гнейс	P	6,18	5,95	3,8	6,44	6,18	4,1	6,55	6,30	3,9
		S	3,65	3,30	10,0	3,82	3,42	11,0	3,90	3,46	11,0
610	Биотит - роговообманковый гнейс	P	6,35	6,08	4,4	6,70	6,37	5,0	6,85	6,50	5,1
		S	3,65	3,40	4,2	3,82	3,66	4,2	3,90	3,74	4,2
	То же	P	6,52	6,10	6,6	6,76	6,35	6,2	7,00	6,61	5,9
		S	3,66	3,30	9,5	3,85	3,40	11,0	4,00	3,58	11,0
424	Кордиерит-гранат-силлиманитовый гнейс	P	7,32	6,50	12,0	7,46	7,03	6,0	7,55	7,17	5,1
		S	4,07	3,30	21,0	4,15	3,55	15,0	4,20	3,62	14,0
523	Кордиерит-кианитовый гнейс	P	8,70	7,40	16,0	9,10	7,70	16,0	9,25	7,82	16,0
		S	—	—	—	4,87	4,37	11,0	4,94	4,47	10,0

нр.	Биотит-гранатовый гнейс	P	6,92	5,85	17,0	7,23	6,30	14,0	7,37	6,44	13,0
		S	—	—	—	3,92	3,50	11,0	4,10	3,70	10,0
873	Роговообманковый сланец	P	7,35	6,12	18,0	7,66	6,51	16,0	7,75	6,62	15,0
		S	4,17	3,50	17,0	4,36	3,76	15,0	4,46	3,80	15,0
238	Роговообманковый сланец	P	7,47	56,2	18,0	7,68	6,60	15,0	7,80	6,76	14,0
638	Роговообманковый сланец	P	7,20	6,32	13,0	7,85	6,62	17,0	8,00	6,70	17,0
		S	4,27	3,73	13,0	4,40	3,85	13,0	4,45	3,88	13,0
628	Роговообманковый сланец	P	7,20	6,20	15,0	7,55	6,44	15,0	7,70	6,53	16,0
		S	4,17	3,64	13,0	4,32	3,79	12,0	4,40	3,85	13,0
636	Гранат - пироксен - роговообманковый кристаллический сланец	P	7,40	6,93	6,50	7,57	7,20	3,7	7,65	7,30	4,1
		S	4,00	3,60	10,0	4,10	3,70	10,0	4,16	3,76	10,0
	То же		7,60	7,20	5,40	7,82	7,50	4,2	7,95	7,63	4,1
			4,40	4,40	4,60	4,53	4,37	3,6	4,63	4,47	3,5

турной зоны Имандра-Варзуга. Несмотря на некоторые различия минерального состава и структуры, эти породы образуют обособленную группу с довольно близкими значениями  $v_p$  (рис. 26),  $v_s$  и  $v_p/v_s$ . Близкие значения скоростей распространения упругих волн имеют породы, изученные Ф. Берчем (габбро Мелен, норит из Претории и габбро Френч-Крик). Величина  $v_p/v_s$  для этих пород при давлениях выше 1 кбар колеблется от 1,7 до 1,85, плотность — от 2,90 г/см<sup>3</sup> (в лейкократовых и измененных разностях) до 3,15 г/см<sup>3</sup>.

Амфибол-пироксеновые породы (см. табл. 9, обр. 627 и 623) встречены на о. Высокий (Кандалакшская губа Белого моря) и образовались, видимо, в результате частичной амфибилизации небольшой интрузии пироксенитов. Кварц-амфибол-гранатовые породы (см. табл. 9, обр. 637, 632) развиты на многих участках в виде полос среди амфиболитов и в краевых частях малых интрузий габбро-норитов. Для этих разновидностей характерны высокие плотности и скорости распространения упругих волн, средние значения которых (рис. 27) превышают средние значения этих параметров для габбро-норитов.

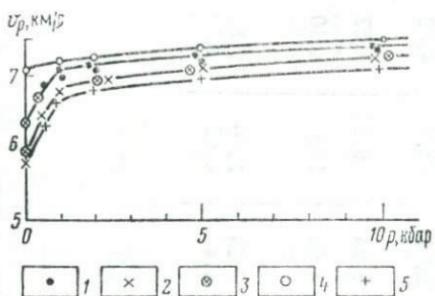


Рис. 26. Графики  $v_p(p)$  для габбро-норитов, габбро-амфиболитов и друзитов.

1 — габбро-нориты беломорской серии (обр. 602, два цилиндра); 2, 3 — габбро-амфиболиты и друзыты кольской серии (4 образца); 4, 5 — габбро-нориты Панской интрузии (12 образцов)

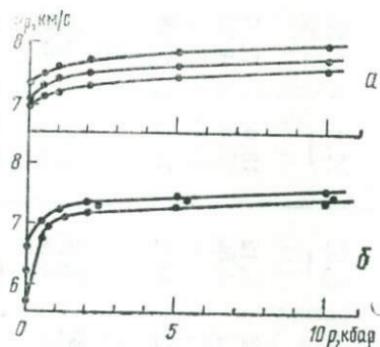


Рис. 27. Графики  $v_p(p)$  для амфибол-пироксеновых (три образца) (а) и кварц-амфибол-гранатовых (два образца) (б) пород

В табл. 10 суммированы данные табл. 9, характеризующие анизотропию скоростей  $v_p$  и  $v_s$  в различных породах. Коэффициент анизотропии  $A$  вычислен как отношение разности между максимальным и минимальным значениями скоростей к их среднему значению ( $A = \frac{v_{\max} - v_{\min}}{v_{\text{ср}}} 100$ ) при выбранном давлении (1, 5, 10 кбар).

Из табл. 10 видно, что, хотя в гранито-гнейсах хорошо выражена ориентировка кварца и биотита по форме зерен и строению они характеризуются слабой анизотропией скоростей  $v_p$  ( $A = -2,4$ —4,6%). В ряде пород такого типа вообще не удается обна-

ружить закономерной анизотропии, несмотря на макроскопически ясно выраженную полосчатую текстуру, что связано с низким содержанием сильноанизотропных минералов (слоистых или цепочечных силикатов). Минералы каркасной структуры (кварц и полевой шпат), хотя и обладают известной анизотропией, не создают заметной анизотропии в породах. Интересно отметить, что в гранито-гнейсах иногда фиксируется довольно высокая анизотропия скоростей  $v_p$  при атмосферном давлении, которая с увеличением давления сильно понижается или почти исчезает [17, 46]. Эта особенность объясняется влиянием параллельно ориентированных трещин. При закрытии трещин под действием давления исчезает и анизотропия.

Биотитовые гнейсы, содержащие до 15—20% биотита, обладают заметной анизотропией  $v_p$  и  $v_s$  (до 11%), причем анизотропия поперечных волн выше. С увеличением давления анизотропия понижается. Биотит-рогообманковые гнейсы по анизотропии близки к биотитовым гнейсам.

Из табл. 11, а также рис. 22—27 видно, что все изученные по-

Таблица 11

Изменение величин градиентов скоростей  $v_p$   
в зависимости от давления и глубины (средние значения)

Название породы	Давление, кбар				Глубина, км			
	0—1	1—2	2—5	5—10	0—4	4—8	8—20	20—35
Градиенты скоростей, км/с								
Граниты	1,50	0,13	0,046	0,022	0,40	0,030	0,004	0,0016
Биотитовые гнейсы	1,20	0,10	0,040	0,024	0,30	0,025	0,003	0,0016
Биотит - рогообманковые гнейсы	1,80	0,12	0,050	0,030	0,45	0,030	0,004	0,0020
Глиноземистые гнейсы	1,00	0,20	0,070	0,030	0,25	0,050	0,005	0,0020
Амфиболиты и рогообманковые сланцы	1,20	0,15	0,050	0,020	0,50	0,040	0,004	0,0016
Габбро-нориты	0,60	0,10	0,035	0,020	0,15	0,025	0,003	0,0015

роды характеризуются высоким градиентом скоростей  $v_p$  в первых двух диапазонах давлений (0—1 и 1—2 кбар), причем, как правило, при давлении порядка 1 кбар наблюдается резкое изменение градиента скоростей. Дальнейшие изменения скоростей для гранитов и гранито-гнейсов близки к нормальным, т. е. определяются в основном сжимаемостью породообразующих минералов. Это справедливо и для пород типа анортозитов. Почти все остальные изученные породы, особенно глиноземистые сланцы и амфиболиты, характеризуются аномально высокими градиентами скоростей  $v_p$  во всех диапазонах давлений.

Таблица 11 составлена без учета роста температуры с глубиной. При давлении 4—5 кбар (глубина порядка 15—20 км) влиянием температуры в условиях кристаллических щитов мож-

но, видимо, пренебречь. В таком случае можно предполагать, что существенные градиенты скоростей упругих волн сохраняются до глубины 15—20 км. По-видимому, градиенты скоростей в природных условиях должны быть значительно выше тех, которые фиксируются в образцах горных пород при лабораторных исследованиях.

Для амфиболитов, глиноzemистых и роговообманковых сланцев характерна высокая анизотропия  $v_r$  и  $v_s$ , несколько снижающаяся с давлением. В амфиболитах с повышением содержания граната, пироксена и плагиоклаза анизотропия резко падает.

Кроме микроанизотропии в горных породах амфиболитовой фации метаморфизма и в земной коре в целом проявляется и макроанизотропия различных порядков. По-видимому, следует различать анизотропию толщ и пачек пород (мощностью сотни метров), а также анизотропию комплексов и блоков (мощностью километры, десятки километров). Этот вопрос требует специального изучения.

Беломорская серия представляет собой мощную плиту, имеющую северо-западное простиранье и пологий наклон к северо-востоку. На фоне довольно спокойных пологоволнистых структур (купов и крупных складок) развиты сложные структуры, возникшие в процессе пластического и вязкого течения при формировании глубинной складчатости. Характерной особенностью развитых здесь мелких структур (сланцеватость, полосчатость, лежачие складки, складки нагнетания, «волочения», скальвания, разлинование) следует считать ярко выраженную сплющенность в вертикальном направлении и параллельную ориентировку длинных осей в плане. В результате этого макроанизотропия блоков может усиливаться и подчеркиваться их внутренней микранизотропией.

В ряде случаев при рассмотрении сейсмических и плотностных моделей Земли важно иметь четкое представление о том, в какой степени могут влиять давление и температура на упругие свойства и плотность породы данного типа. В связи с этим выяснение относительных изменений (градиентов) упругих характеристик типичных горных пород земной коры с давлением представляет интерес для сейсмики.

Значения градиентов скоростей  $v_r$  для выделенных групп пород по давлению  $\frac{\text{км/с}}{\text{кбар}}$  и глубине  $\frac{\text{км/с}}{\text{км}}$  приведены в табл. 11.

Изучение упругих свойств породообразующих минералов при высоких давлениях имеет большое значение для геологии и геофизики. Определение скоростей распространения упругих волн в породообразующих минералах представляет интерес для интерпретации кривых  $v(p)$  горных пород, для выяснения роли дефектов структуры пород, пористости, размеров зерен и т. п., а также теоретической оценки изменений упругих параметров горных пород и минералов с глубиной. Минералы входят в состав важнейших пород земной коры и сохраняют устойчивость в пределах гранулитовой фации метаморфизма.

Упругие характеристики кристалла кварца при атмосферном давлении определялись различными методами с довольно высокой точностью. Оценка упругих параметров кристаллов полевых шпатов сильно затруднена их низкой симметрией. Лишь недавно был разработан ультразвуковой импульсный метод, позволяющий определять модули упругости моноклинных кристаллов. С помощью этого метода удалось определить модули упругости микроклина, олигоклаза, лабрадора [1].

Влияние давления на упругие параметры кварца и полевых шпатов изучено весьма слабо. До сих пор почти отсутствуют систематические измерения по различным кристаллографическим осям с точным указанием направлений распространения и смещения в волне. Некоторые данные по этому вопросу уже опубликованы [17, 31, 49]. Результаты измерения скоростей распространения упругих волн в мономинеральных агрегатах кварца и полевых шпатов можно найти в работах Ф. Берча [4, 49] и Н. Кристенсена [60, 61].

Цель наших исследований заключалась в измерении скоростей распространения продольных и поперечных волн в кристаллах микроклина, олигоклаза и кварца при давлении от 10 до 20 кбар и анализе имеющихся данных по определению упругих характеристик полевых шпатов и кварца при нормальном давлении.

Кристаллы микроклина и олигоклаза были отобраны на руднике Реколатва (Кольский полуостров) и отличались свежестью и высоким качеством. Кристаллы микроклина светлые с кремовым оттенком, имеют форму призм, вытянутых вдоль оси  $X$ , и достигают 10—20 см вдоль этой оси. Они обладают хорошей спайностью по (001) и отдельностью по (010). Характерная их особенность — постоянное присутствие микропертитовых вростков, которые расположены вдоль плоскостей, ориентированных

приблизительно параллельно оси  $Y$  и под углом  $73^\circ$  к плоскостям спайности (001). Эти плоскости, обычно являющиеся плоскостями ирризации и плоскостями отдельности, лежат вблизи кристаллографических плоскостей (601) или (701), весьма характерны для микроперитов и известны под названием плоскостей мурчisonитовой спайности [23]. Исследуемые кристаллы микроклина (точнее микроклин-микроперита) почти не содержали трещин и каких-либо признаков вторичных изменений.

Кристаллы олигоклаза отличались светлой окраской с характерным голубоватым оттенком и имели форму обломков изометричной или груботаблитчатой формы с хорошо выраженной спайностью по (001) и отдельностью по (010). На плоскостях отдельности (010) хорошо заметна тонкая прямолинейная штриховка (полисинтетические альбитовые двойники). Кристаллы олигоклаза, отобранные для исследования, не содержали видимых дефектов (пор или трещин) и имели в поперечнике 15—20 см.

Кристаллы кварца, отобранные на Северном Урале, были совершенно прозрачны и содержали хорошо выраженные грани призмы и ромбоэдров.

Цилиндрические образцы для измерения скоростей распространения упругих волн из кристаллов полевых шпатов были вырезаны в трех направлениях, вдоль трех кристаллофизических осей —  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , а из кристаллов кварца — в двух направлениях — вдоль осей  $X$  и  $Z$  (соответственно перпендикулярно к оптической оси и параллельно ей). Цилиндры имели следующие размеры: 1) диаметр 27 мм, длина 32 мм; 2) диаметр 18,5 мм, длина 24,0 мм. В каждом направлении вырезалось по два цилиндра обоих размеров. Цилиндры большего размера испытывались при давлениях до 10 кбар, цилиндры меньшего размера — 20 кбар.

Испытания проводились в установке высокого давления типа плунжерного пьезометра со свинцом в качестве среды, передающей давление. Эта установка предназначена для измерения объемной сжимаемости образцов различных веществ и не позволяет непосредственно измерять их линейную сжимаемость. Это вносит известные трудности в вычисление поправок на изменение длины образцов кристаллов под давлением в связи с их ярко выраженной анизотропией. При вычислении поправок для образцов, вырезанных из кристаллов полевых шпатов вдоль осей  $X$ ,  $Y$  и  $Z$ , мы исходили из значений модулей соответственно  $C_{11}$ ,  $C_{22}$  и  $C_{33}$  [1] и учитывали их небольшое повышение с давлением. Результаты расчетов, выполненных для микроклина и олигоклаза с точностью до 0,1 мм для образцов двух указанных выше размеров, приведены в табл. 12.

Поправки на изменение длины образцов кварца под давлением вычислены на основании данных П. Бриджмена по измерению линейной сжимаемости кварца в двух направлениях — вдоль и поперек оси  $Z$  [58]. Данные экспериментов суммированы

Таблица 12

Поправки на изменение длины образцов микроклина и олигоклаза под давлением

Кристалл	Ось; модуль	Модуль $C_{ij} \times 10^{-2}$ , кбар	$\frac{\Delta l}{l_0}$			$\Delta l$ , мм					
			Давление, кбар						при $l_0=32$ мм		
			5	10	20	5	10	20	5	10	20
Микроклин	$X; C_{11}$	6,64	0,007	0,013	0,025	0,22	0,4	0,15	0,30	0,55	
	$Y; C_{22}$	17,10	0,003	0,006	0,011	0,1	0,2	0,1	0,15	0,5	
	$Z; C_{33}$	12,15	0,004	0,007	0,014	0,15	0,25	0,1	0,20	0,35	
Олигоклаз	$X; C_{11}$	8,06	0,006	0,011	0,03	0,20	0,35	0,15	0,25	0,50	
	$Y; C_{22}$	16,30	0,003	0,06	0,012	0,1	0,2	0,1	0,15	0,3	
	$Z; C_{33}$	14,42	0,004	0,007	0,014	0,15	0,25	0,1	0,20	0,35	

П. Бриджменом в виде таблицы, в которой приведены значения коэффициентов  $a$  и  $b$  уравнения  $\frac{\Delta l}{l_0} = -ap + bp^2$ . В результате пересчета для образцов указанных выше размеров получены значения поправок, приведенные в табл. 13.

Из табл. 12 и 13 видно, что длина образцов под давлением значительно изменяется, особенно образцов, вырезанных в направлении максимальной линейной сжимаемости, при давлении 20 кбар. В этом случае погрешность определения скорости  $v_P$  (без учета соответствующей поправки) может достигать  $1,0 = 1,5\%$ . Кроме того, изменение длины образца важно учитывать при вы-

Таблица 13

Поправки  $\Delta l$  на изменение длины образцов кварца под давлением (мм)

Ориентиро- вка образца	$\Delta l/l_0$			$\Delta l$ , мм					
				при $l_0=32$ мм			при $l_0=24$ мм		
	5	10	20	5	10	20	5	10	20
Вдоль оси $Z$	0,00336	0,00640	0,01152	0,10768	0,20505	0,08076	0,15379	0,27648	
Поперек оси $Z$	0,00468	0,00898	0,01641	0,14998	0,28752	0,11248	0,39388	0,39388	

числении поправки на изменение толщины свинцовых торцов. Эта поправка будет иметь разное значение для цилиндров, вырезанных из одного и того же образца кристалла в разных направлениях, хотя объемная сжимаемость в обоих случаях будет одинаковой.

По результатам проведенных экспериментов табл. 14 построены графики (рис. 28—30).

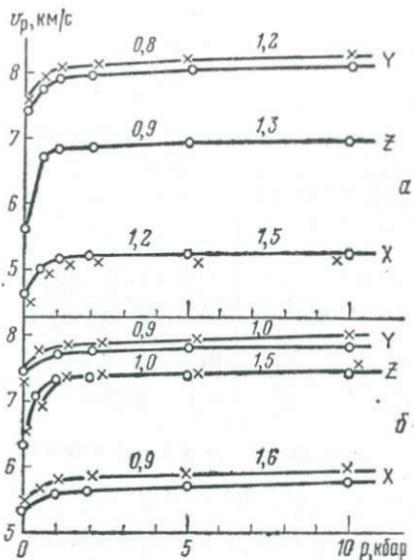


Рис. 28. Графики изменения скоростей распространения продольных волн при давлении до 10 кбар в образцах микроклина (а) и олигоклаза (б) размером 32 мм, вырезанных вдоль осей X [100]; Y [010] и Z [001].

Цифры на кривых — относительные изменения скоростей распространения продольных волн в интервалах давлений 2—5 и 5—10 кбар, %

Рис. 29. Графики изменения скоростей распространения продольных волн в образцах микроклина и олигоклаза размером 24 мм при давлении до 20 кбар.

1 и 2 — образцы микроклина, вырезанные вдоль оси [010]; 3 и 4 — образцы олигоклаза, вырезанные вдоль оси [001]; 5 — микроклин — приблизительно вдоль оси [100]. Цифры на кривых — относительные изменения  $v_p$  в интервалах давлений 2—5, 5—10 и 10—20 кбар, %

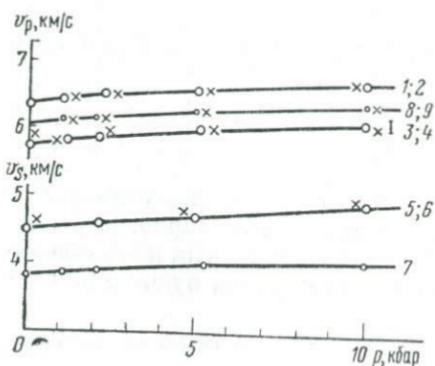
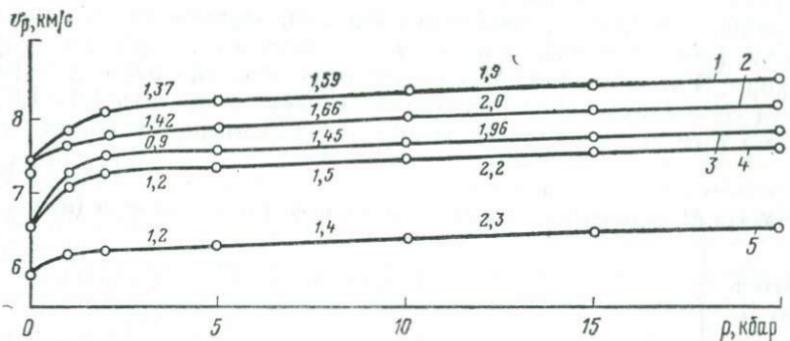


Рис. 30. Графики изменения скоростей распространения продольных и поперечных волн в кристалле кварца в разных направлениях при давлении до 10 кбар (длина образца 32 мм). 1, 2 —  $v_p$  в образцах, вырезанных || оси Z; 3, 4 — то же,  $\perp$  к оси Z (графически показана точность измерений); 5, 6 —  $v_S$  типа ZX (направление распространения вдоль оси Z, смещение — вдоль оси X); 7 =  $v_S$  типа XY; 8, 9 —  $v_p$  в кварцитах из Монтаны и Кларендан (по данным Ф. Берчера и Н. Кристенсена)

приведены данные экспериментов с образцами длины (до 10 кбар) и  $l=24$  мм (до 20 кбар) с некоторым сглаживанием соответствующих графиков. Такой метод получить достаточно надежные результаты в

Таблица 14  
Скорости распространения продольных  $v_p$  и поперечных  $v_s$  волн в клин-микроперитите и олигоклазе  
(км/с)

Направление распространения волн	смещения волн	Давление, кбар							Значения скоростей по данным К. С. Александрова и Т. В. Рыжовой [1], км/с
		0,001	0,5	1	2	5	10	20	
[001]	[001]	5,60	6,7	6,82	6,87	6,93	7,0	7,18	6,95
	[100]	2,7	2,77	2,84	2,86	2,90	2,95	3,0	2,93
	[010]	2,4	2,4	2,4	2,43	4,45	2,48	2,54	2,37
[010]	[010]	7,4	7,8	7,90	7,96	8,05	8,16	8,30	8,15
	[001]	2,3	2,4	2,4	2,42	2,46	2,50	2,54	2,14
	[100]	3,6	3,7	3,73	3,78	3,82	3,86	3,90	3,83
[010]	[010]	7,4	7,9	8,05	8,10	8,16	8,26	8,40	—
	[001]	2,3	2,4	2,42	2,47	2,29	2,54	2,57	—
	[100]	3,7	3,7	3,72	3,76	3,80	3,84	3,92	—
[100]	[100]	4,6	5,0	5,15	5,18	5,22	5,30	5,40	5,10
	[010]	3,5	3,5	3,60	3,65	3,67	3,70	3,73	3,75
	[001]	3,1	3,1	3,1	3,15	3,18	3,23	3,30	3,04
[100]	[100]	4,6	4,9	5,07	5,13	5,21	5,28	5,40	—
	[010]	3,56	3,60	3,67	3,71	3,74	3,77	3,93	—
	[001]	3,1	3,1	3,20	3,25	3,28	3,33	3,38	—
[001]	[001]	6,3	7,10	7,27	7,32	7,40	7,50	5,65	6,88
	[100]	3,2	3,25	3,30	3,32	3,34	3,37	3,45	3,19
	[010]	2,7	2,73	2,76	2,80	2,82	2,85	2,90	2,58
[001]	[001]	6,5	3,9	7,30	7,35	7,43	7,58	7,80	—
	[100]	3,1	6,2	3,30	3,33	3,36	3,42	3,50	—
	[010]	2,6	2,7	2,75	2,78	2,80	2,84	2,92	—
[010]	[010]	7,4	7,62	7,72	7,77	7,82	7,87	8,0	7,87
	[001]	2,7	2,7	2,7	2,78	2,82	2,84	2,90	2,71
	[100]	3,4	3,4	3,4	3,50	3,53	3,56	3,64	3,66
[010]	[010]	7,3	7,7	7,80	7,83	7,90	8,0	8,12	—
	[001]	2,8	2,8	2,85	2,87	2,90	2,93	2,98	—
	[100]	3,4	3,4	3,50	3,54	3,58	3,62	3,68	—
[100]	[100]	5,3	5,5	5,60	5,64	5,68	5,78	5,92	5,68
	[010]	3,3	3,3	3,40	3,47	3,52	3,57	3,62	3,70
	[001]	3,1	3,1	3,1	3,30	3,35	3,39	3,50	2,95
[100]	[100]	5,3	5,6	5,80	5,83	5,88	5,95	6,07	—
	[010]	3,5	3,5	3,52	3,55	3,59	3,63	3,70	—
	[001]	3,2	3,2	3,35	3,38	3,42	3,46	3,50	—

разных диапазонах давлений, в частности оценить начальные, не-редко значительные изменения скоростей в области низких давлений и в то же время относительные их изменения при более высоких давлениях. По графикам рис. 28 и 29 можно оценивать разброс значений  $v_p$  для двух указанных размеров образцов (24 и 32 мм).

На рис. 31 нанесены значения  $v_p$  для чистых кварцитов (среднее из трех изменений), взятые из работы Ф. Берча [4] и Н. Кристенсена [60, 61].

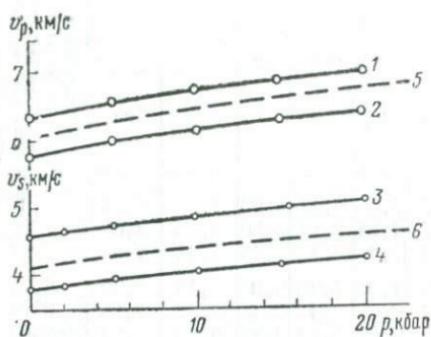


Рис. 31. Графики изменений скорости распространения продольных и поперечных волн в кварце при давлении до 20 кбар.

1 —  $v_p$  в цилиндрах, вырезанных  $\parallel Z$ ; 2 — то же,  $\perp Z$ ; 3 —  $v_s$  воли типа ZX; 4 — то же, типа XY; 5, 6 — графики изменения скорости распространения соответственно продольных и поперечных волн в квазиизотропных агрегатах кварца

При рассмотрении кривых  $v_p$  для полевых шпатов прежде всего можно отметить аномальный рост скорости при давлении ниже 1 кбар, особенно для цилиндров, вырезанных перпендикулярно к плоскостям спайности (001) (см. рис. 28). Этот аномальный рост  $v_p$  по всем признакам обусловлен дефектами кристаллов, в первую очередь спайностью по (001) и отдельностью по (010), а также мурчсонитовой спайностью микроклина-микропертита. При более высоких давлениях наблюдается довольно слабый, но устойчивый и стабильный (для разных образцов одной и той же ориентировки) рост  $v_p$ , обусловленный в основном сжимаемостью самого вещества.

По своим абсолютным значениям при давлении 1—2 кбар скорости  $v_p$  и  $v_s$  для соответствующих направлений в пределах точности экспериментов в общем хорошо согласуются с данными измерений К. С. Александрова и Т. В. Рыжовой [1]. Некоторое несовпадение значений скоростей  $v_s$  для микроклина отмечается лишь для направления [100].

Отношение  $v_p/v_s$  имеет различное численное значение для разных направлений, но характер его изменения с давлением в пределах точности экспериментов остается одинаковым: при низком давлении (до 1—2 кбар) наблюдается явная тенденция к увеличению этого отношения — иногда скачком — для направлений [001], а при более высоких давлениях оно остается постоянным или незначительно изменяется в ту или другую сторону.

В пределах точности проводимых экспериментов невозможно

точно оценить те незначительные изменения отношения  $v_p/v_s$  с давлением, которые имеют место для образцов, вырезанных из кристаллов полевых шпатов в разных направлениях. Можно лишь утверждать что, если такие изменения и имеют место, они незначительны. Следовательно, в первом приближении можно считать, что коэффициент Пуассона рассматриваемых кристаллов полевых шпатов с давлением изменяется незначительно.

Кривые  $v_p$  для кварца (см. рис. 30, 31) заметно отличаются от соответствующих кривых, характеризующих полевые шпаты отсутствием аномального участка при низких давлениях и большим наклоном к оси абсцисс. Учитывая чистоту и прозрачность исследованных кристаллов кварца, можно предположить, что ход кривых целиком определяется сжимаемостью материала. Интересно отметить, что по относительным изменениям скорости  $v_p$  в интервале давлений 1—10 кбар кристаллы кварца близки к кварцитам. Однако относительные изменения скоростей в образцах кварца зависят от их ориентировки: в образцах, вырезанных параллельно оси  $Z$ , отмечаются меньшие изменения, что связано с меньшей линейной сжимаемостью в этом направлении.

Интересно сравнить относительные изменения скоростей распространения волн в изученных образцах полевых шпатов с имеющимися в литературе данными для мономинеральных плагиоклазовых пород и для кристаллов микроклина. На рис. 32 показаны относительные изменения скоростей  $v_p$  в интервалах давлений 2—5 и 5—10 кбар. Кривые 1—4 построены по данным Ф. Берча [4], кривая 5 — по данным Ж. Симмонса [49]. Породы, состоящие из более основных плагиоклазов, характеризуются более высокими значениями  $v_p$  и меньшими их относительными изменениями с давлением. Как и следовало ожидать, самые низкие скорости распространения продольных волн в альбититах, в которых отмечаются также максимальные изменения скорости с давлением. Относительные изменения скоростей, показанные на рис. 32, в общем хорошо согласуются с данными, полученными нами для соответствующих минералов.

На рис. 33 суммированы данные экспериментов по определению значений  $v_p$  для мономинеральных агрегатов плагиоклаза различного состава при давлении 2 кбар [4] и данные, рассчитанные для квазизотропных агрегатов по формулам усреднения [2]. Эти данные несколько противоречивы, особенно для плагиоклазов с небольшим содержанием аортитовой молекулы (альбит-олигоклаз). Однако из графиков рис. 33 все же видно, что в пределах рассматриваемой серии минералов с увеличением содержания аортитовой молекулы возрастают плотность и скорость распространения продольных волн. В первом приближении можно принять, что  $v_p$  с повышением основности плагиоклаза растут линейно, как это показано на графике. Однако в действительности, видимо, картина более сложная, так как отдельные члены семейства плагиоклазов нельзя считать просто промежуточными про-

дуктами твердого раствора альбит — нортит и на этом основании вычислять их физические параметры. Проведенные в последнее время структурные исследования показали, что отдельные минералы серии плагиоклазов имеют качественные особенности структуры.

Следует отметить, что все минералы серии плагиоклазов, а также калиевые полевые шпаты характеризуются сравнительно низкими скоростями распространения поперечных волн и сравнительно высоким значением коэффициента  $v_p/v_s$  (1,80—1,85).

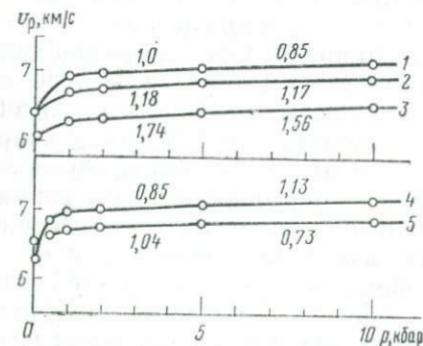


Рис. 32. Графики изменения скоростей распространения продольных волн в мономинеральных плагиоклазовых породах (среднее из трех образцов) и в кристаллах микроклина. 1, 2, 5 — анортозит (плагиоклаз № 80, 50 и 59), 3 — альбитит (плагиоклаз № 3); 4 — микроклин-микропирит (вдоль оси Z). Цифры на кривых — относительные изменения скоростей в %

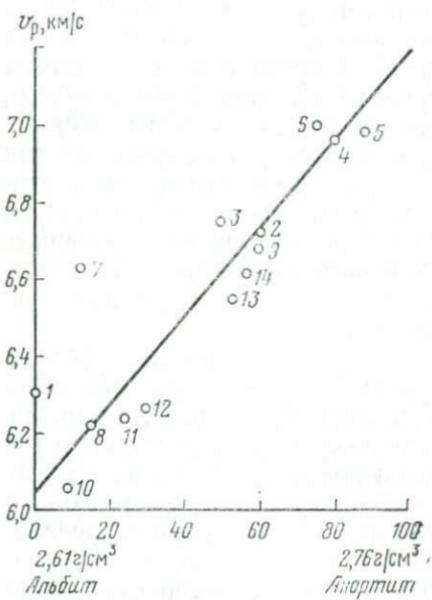


Рис. 33. Значения скоростей распространения продольных волн в квазизотропных агрегатах кристаллов плагиоклазов различного состава (от альбитита до анортита).

1 — альбитит (An N3); 2—6 — анортозит соответственно An N59, An N50, An N80, An N88, An N76; 7 — олигоклазит An N12, 12 — олигоклаз An N15, An N29; 9, 13, 14 — лабрадор An N57—60; 10 — альбит (An N9); 11, 12 — олигоклаз An N24 и An N29. Точки 1—7 нарисованы по данным Ф. Берча [5] (средние из трех измерений) для давления 2 кбар. Точки 8—14 — расчетные данные для квазизотропных агрегатов кристаллов. An — анортит

Этот вывод хорошо согласуется с результатами экспериментального изучения кристаллов микроклина и олигоклаза, а также горных пород, содержащих большое количество плагиоклаза (базальтов, диабазов, габбро и т. п.).

Приведенные выше экспериментальные данные в какой-то степени могут способствовать уточнению начальных значений скоростей распространения упругих волн и модулей упругости плагиоклазов различного состава, а также уточнению характера изменения этих параметров с давлением. Эти сведения должны также помочь разобраться в характере изменения упругих параметров с давлением в горных породах сложного минерального состава. До сих пор неясно, в какой степени эти изменения вызваны кристаллическим скелетом породы, а в какой степени — дефектами структуры. Один из возможных путей изучения этого вопроса — исследование чистых породообразующих минералов.

# ГЛУБИННЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ АНАБАРСКОГО МАССИВА И ВКЛЮЧЕНИЯ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК

Как известно, Анабарский массив сложен (снизу вверх): далынской, верхнеанабарской, хапчанской и верхнеломуйской сериями древнейших пород. Далынская серия выходит на поверхность в центральной части массива и отличается широким развитием основных кристаллических сланцев. Наблюдаются грубое переслаивание мезо- и меланократовых разностей. Эту серию можно отнести к вулканогенной формации архейской геосинклинали [34, 37, 45]. Верхнеанабарская серия сложена в основном слоистыми (полосчатыми) кварцодержащими парапородами с многочисленными линзами кварцитов, гнейсо-кварцитов и высокоглиноземистых пород (биотит-гранатовых, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов и сланцев). Основные кристаллические сланцы здесь слабо развиты и составляют всего 10—15% объема серии. Эту серию можно отнести к терригенной песчано-глинистой формации геосинклинали. Хапчанская серия делится на три свиты: 1) биотит-гранатовые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы с подчиненными графит-биотитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами и с включениями и пропластками мраморов, кальцифиров и т. п.; 2) двупироксеновые, салитовые и гиперстеновые плагиогнейсы с редкими пачками мраморов и кальцифиров; 3) амфиболиты и двупироксеновые амфиболиты. Верхнеломуйская серия характеризуется проявлением полиметаморфизма и представлена в основном породами амфиболитовой фации с преобладанием биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Парагенезисы гранулитовой фации метаморфизма в этой серии встречаются в виде реликтов.

Таким образом, на Анабарском массиве можно усмотреть картину геосинклинального развития с определенной направленностью от вулканогенной формации в нижней части (далынская серия) через терригенную песчано-глинистую формацию верхнеанабарской серии к карбонатно-флишоидной формации хапчанской серии.

Породы гранулитовой фации можно разделить на кварцодержащие кислого и среднего состава — граниты, мигматиты, эндербиты, гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы, чарнокиты; основные — амфибол-двутироксеновые, амфибол-двутироксен-гранатовые (эклогитоподобные) кристаллические сланцы, гранатовые амфиболиты, шпинельсодержащие основные кристаллические сланцы (редкие), ультраосновные кристаллические сланцы (без плагиоклаза). Кроме того, выделяются высокоглиноземи-

стые, карбонатные и известково-силикатные породы. В виде включений в кимберлитовых трубках встречаются эклогитоподобные породы, эклогиты и гранатовые перидотиты. Физические свойства изученных нами пород отражены в табл. 15 и 16, а их химический состав приведен в табл. 17 (образцы были любезно предоставлены Б. Г. Лутцем и А. П. Акимовым).

Физические свойства определены не для всех главных типов пород, остались почти неизученными высокоглиноземистые, карбонатные и известково-силикатные разности. Мало исследованы также чарнокиты и гранулиты, полнее эндербиты, основные кристаллические сланцы и эклогиты. Петрохимические особенности пород также изучены недостаточно, по отдельным типам имеются лишь единичные анализы. Содержания компонентов в разных пробах одной и той же породы нередко колеблются в очень широких пределах и сильно отклоняются от средних значений для данного типа пород.

Почти все изученные образцы носят следы вторичных изменений и содержат примесь вторичных минералов, что значительно повышает скорость распространения в них упругих волн при высоких давлениях (см. табл. 15). Количественное изучение вторичных минералов и наложенных процессов, приводящих к разуплотнению структуры пород, не проводилось. Однако их влияние заметно — повышенное содержание воды, щелочей, CaO, отчасти  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (см. табл. 17). В результате для некоторых типов пород, например для эклогитоподобных пород, коровых эклогитов и эклогитов из включений в кимберлитах были получены несколько заниженные (по сравнению с образцами таких же пород из других регионов) значения плотности и скоростей распространения упругих волн (см. табл. 15).

По имеющимся данным можно попытаться определить средние характеристики главных серий Анабарского массива — далдынской, верхнеанабарской, хапчанской и верхнеломуйской.

Данные табл. 18 весьма приблизительны, так как неизвестна мощность отдельных пластов и толщ, слабо изучены соотношения между сериями и между пластами в пределах серий, нет количественной оценки проявлений наложенной гранитизации и регионального метаморфизма амфиболитовой ступени, нет оценки проявлений вторичных тектонических процессов (трещиноватости, милонитизации и др.). Без учета этих и многих других факторов, разумеется, невозможно дать количественную оценку физических параметров столь сложного комплекса пород. Однако можно утверждать, что к типичным характеристикам «базальтового» слоя континентов ( $\rho_{\text{ср}} \approx 2,9 \text{ г/см}^3$ ,  $v_p \approx 6,8 \text{ км/с}$ ) частично приближается лишь самая нижняя, далдынская, серия при условии, что в ней доминируют основные кристаллические сланцы с примесью эклогитоподобных пород. Значение кварцодержащих пород и гранитоидов в этой серии остается невыясненным, а от присутствия этих пород, как известно, сильно зависят средние

Плотностные и скоростные характеристики глубинных метаморфических пород Анабарского массива и пород из трубок взрыва при высоких давлениях

Номер образца	Номер цилиндра	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны	Давление, кбар											
						0	0,5	1	2	5	10	15					
Скорость распространения волн, км/с																	
Нормальные глиноzemистые породы кислого и среднего состава																	
299	1	Гранит аляскитовый	Кв, Кпш, Пл, Би и др.	2,59	P	5,1	5,7	5,90	6,07	6,15	—	—					
	2	То же	То же	2,57	P	4,7	5,0	5,42	5,73	6,12	—	—					
308	1	Гранулит ортоклазовый	Пл, Орт, Кв, Гр	2,84	P	5,50	6,10	6,17	6,30	6,46	6,65	6,73					
	2	То же	То же	2,72	P	5,85	—	—	—	—	3,87	3,92					
					S	3,7	3,72	3,75	3,78	—	—	—					
244	1	Гранит ортоклазовый	Пл, Орт, Кв, Гр и др.	2,60	P	4,52	5,80	6,14	6,31	6,51	—	—					
Л-211	1	Эндербит	Пл, Кв, Гип, Би и др.	2,83	P	5,72	6,07	6,23	6,34	6,45	6,53	6,58					
	2	То же	То же	2,84	P	6,00	6,15	6,20	6,26	6,36	6,43	6,51					
					S	3,70	3,73	3,75	3,78	3,80	3,83	3,86					
265	1	Эндербит амфибол-гиперстеновый	Пл, Кв, Гип, Амф	2,83	P	6,0	6,40	6,65	6,76	6,85	6,92	6,98					
	2	То же	То же	2,83	P	6,0	6,28	6,38	6,45	6,52	6,57	6,62					
					S	3,5	3,6	3,72	3,80	3,84	3,87	3,91					
204а	1	Эндербит гиперстен-биситовый	Пл, Кв, Гип, Би	2,64	P	6,0	6,25	6,32	6,40	6,46	—	—					
	2	То же	То же	2,66	P	5,9	6,10	6,25	6,32	6,37	—	—					
298	1	Эндербит гиперстеновый	Пл, Кв, Гип	2,69	P	5,5	6,0	6,15	6,28	6,35	—	—					
	2	То же	То же	2,67	P	5,7	5,9	6,05	6,15	6,23	—	—					
6*																	
381	1	Эндербит гиперстеновый	Пл, Кв, Гип	2,66	P	5,5	6,10	6,25	6,38	6,43	—	—					
	2	То же	То же	2,68	P	5,7	6,0	6,16	6,30	6,37	—	—					
Л66-192	1	Эндербит	Пл, Кв, Гип, Рог	2,73	P	6,12	6,18	6,23	6,30	6,37	—	—					
	2	То же	То же	2,74	P	5,8	6,10	6,26	6,37	6,45	—	—					
Л-202	1	Чарнокит микроклиновый	Кв, Кпш, Пл, Гип	2,61	P	5,5	5,70	5,90	6,04	6,15	—	—					
	2	То же	То же	2,60	P	5,4	5,70	5,43	6,10	6,20	—	—					
Породы основного состава																	
Л-178	1	Амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец	Пл, Амф, Гип, Ди	3,10	P	6,3	6,60	6,74	6,85	6,90	—	—					
	2	То же	То же	3,11	P	6,5	6,62	6,72	6,80	6,87	—	—					
Л-190	1	Амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец	Пл, Амф, Гип, Ди	3,00	P	6,4	6,70	6,76	6,83	6,90	—	—					
Л-221	1	Амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец	Пл, Амф, Гип, Ди	2,88	P	6,0	6,3	6,50	6,65	6,72	—	—					
	2	То же	То же	2,89	P	6,2	6,5	6,62	6,72	6,80	—	—					
249	1	Амфибол-двутироксеновый кристаллический сланец	Пл, Амф, Гип, Ди	3,07	P	—	6,24	6,77	7,01	7,14	7,35	—					
Л-187	1	Амфибол-двутироксеногранатовый кристаллический сланец	Амф, Пл, Ди, Гр, Би	3,06	P	6,15	6,60	6,74	6,85	6,92	—	—					
	2	То же	То же	3,08	P	6,27	6,62	6,83	6,95	7,09	7,13	7,20					
					S	5,51	3,60	3,75	3,80	3,84	—	—					
250	1	Амфибол-двутироксеногранатовый кристаллический сланец	Амф, Пл, Ди, Гр, Би	3,09	P	5,75	6,32	6,75	6,99	7,25	7,52	—					

## Продолжение табл. 15

Номер образца	Номер цилиндра	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см³	Тип волн	Давление, кбар						
						0	0,5	1	2	5	10	15
						Скорость распространения волн, км/с						
Л-208	1	Амфибол - двупироксен-гранатовый кристаллический сланец	Амф, Пл, Ди, Гр, Би	3,02	P	6,3	6,60	6,72	6,80	6,87	—	—
	2	То же	То же	3,09	P	6,4	6,47	6,54	6,65	6,75	—	—
Л67-107	1	Амфибол - двупироксен-гранатовый кристаллический сланец	Амф, Пл, Ди, Гр, Би	3,18	P	6,35	6,60	6,85	6,97	7,04	7,10	7,14
	2	То же	То же	3,26	P	6,30 3,92	6,50 —	6,67 4,10	6,80 4,15	6,91 4,23	7,00 4,23	7,10 4,31
289	1	Скаполит-андрадит-пла-гиоклазовая порода	Ск, Андр, Пл и др.	2,96	P	6,67	6,85	6,93	6,97	7,04	7,10	7,14
	2	То же	То же	2,94	P	7,10	7,16	7,21	7,25	7,31	7,40	7,46
					S	3,92	—	4,02	4,05	4,08	4,12	
					S	4,0	—	4,20	4,26	4,30	4,36	4,40

## Включения эклогитоподобных пород из трубок взрыва

635	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,12	P	7,26	7,37	7,42	7,46	7,60	7,82	—
АП-55	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,38	P	6,72	7,04	7,24	7,43	7,51	7,62	—
ПА-110	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,45	P	6,2	6,7	6,9	7,10	7,22	—	—
ПА-132	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,42	P	6,3	6,7	6,85	7,02	7,08	—	—
У-513	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,24	P	7,05	7,11	7,15	7,19	7,30	—	—

У-406	2	То же	То же	3,25	P	7,05	—	—	—	—	—	—
У-406	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,17	P	7,3	7,4	7,45	7,52	7,60	—	—
У-407	1	Эклогитоподобная порода	Пл, Гр, Ди	3,09	P	6,2 3,1	6,38 3,2	6,50 3,32	6,65 3,40	6,72 3,45	—	—

## Эклогиты «коровьи» Южного Урала и Средней Азии

ККК-676	1	Эклогит Кокчетавского массива	Гр, Амф, Кв, Би, Эп, Вт, Руд	3,30	P	6,65 4,0	7,15 4,15	7,40 4,22	7,48 4,30	7,58 4,37	7,70 4,40	7,78 4,45
	2	То же	То же	3,30	P	6,48 3,8	7,20 4,0	7,35 4,13	7,42 4,22	7,60 4,32	7,75 4,36	7,83 4,40
КТЭ-673	1	Эклогит Кокчетавского массива	Гр, Амф, Кв, Би, Эп, Вт, Руд	3,26	P	6,95 3,90	7,28 4,1	7,45 4,15	7,60 4,20	7,72 4,24	7,80 4,29	7,87 4,33
	2	То же	То же	3,27	P	6,8 4,0	7,0 4,10	7,08 4,17	7,15 4,25	7,24 4,31	7,32 4,37	7,40 4,43
ККК-672	1	Эклогит Кокчетавского массива	Гр, Амф, Кв, Би, Эп, Вт, Руд	2,98	P	6,80 3,68	6,96 3,72	7,04 3,76	7,15 3,80	7,24 3,84	—	—
	2	То же	То же	2,98	P	6,85 3,70	7,05 —	7,10 —	7,23 —	7,30 —	7,37	7,43
АМБ-672	1	Эклогит слюдистый Макбель	Гр, Амф, Би, Му, Кв, Руд, Вт	3,00	P	6,27 3,8	6,85 4,0	6,95 4,06	7,00 4,10	7,08 4,13	—	—
	2	То же	То же	3,08	P	6,50 3,70	—	—	—	—	—	—
АМБ-6613	1	Эклогит слюдистый Макбель	Гр, Амф, Би, Му, Кв, Руд и др.	3,24	P	7,32 4,32	7,40 —	7,48 —	7,54 —	7,62 —	—	—
	2	То же	То же	3,20	P	7,30 4,15	—	—	—	—	—	—
АМБ-139	1	Кварцит		2,62	P	4,80 3,08	5,80 3,51	6,00 3,66	6,15 3,75	6,21 3,79	—	—
	2											

Продолжение табл. 15

Номер образца	Номер цилиндра	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Тип волны	Давление, кбар						
						0	0,5	1	2	5	10	15
						Скорость распространения волны, км/с						

## Эклогиты из трубок взрыва

348	1	Эклогит мантийный	Гр, Ди	3,25	P	7,35	—	7,73	7,86	7,95	—	—
АО-151	1	Эклогит мантийный	Гр, Омф	3,09	P	6,5	7,7	7,87	7,95	8,03	—	—
777	1	Эклогит мантийный	То же	3,44	P	6,74	7,84	7,99	8,12	8,44	8,62	—
ОЛК-1630	1	Эклогит мантийный	»	3,30	P	7,5	8,0	8,12	8,20	8,28	—	—
					S	4,4	4,5	4,60	4,64	4,67	—	—
1320	1	Эклогит мантийный	Гр, Омф	3,33	P	7,3	7,38	7,42	7,50	7,60	7,75	—
	2	То же	То же	3,38	P	7,2	7,44	4,1	4,12	4,18	4,23	—
					S	—	—	7,55	7,62	7,75	7,95	—
								4,25	4,32	4,35	4,38	—

## Пиропсодержащие перидотиты из трубок взрыва

АО-66-5	1	Перидотит с пиропом	Ол, Пир, Pi	3,13	P	6,81	7,07	7,24	7,44	7,64	7,93	—
АО-66-6	1	Перидотит с пиропом	Ол, Пир	3,14	P	6,64	6,88	6,57	7,09	7,20	7,36	—
ВД-2	1	Перидотит с пиропом	Ол, Пир	3,42	P	6,84	7,37	7,42	7,46	7,60	7,82	—

Примечание. Ол — оливин, Кв — кварц, Квш — калишпат, Пл — плагиоклаз, Би — биотит, Орт — ортоклаз, Гр — гранат, Гип — гиперстен, Амф — амфибол, Рог — роговая обманка, Ди — диопсид, Ск — скаполит, Андр — андрадит, Эп — эпидот, Вт — вторичные, Руд — рудный минерал, Омф — омфацит, Pi — пироп, Пир — пироксен, Му — мусковит.

Таблица 16

Колебания значений плотности и скоростей распространения упругих волн в породах гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма при давлении 5 кбар

Название породы	Число об-разцов	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Скорость распространения волн, км/с	
			$v_p$	$v_s$
Эндербит гиперстеновый и биотит-гиперстеновый, амфибол-гиперстеновый	6	2,64—2,84	6,3—6,8	3,6—3,9
		2,74	6,6	3,7
Гранулит ортоклазовый	2	2,6—2,8	6,4—6,5	—
		2,7	6,4	3,8
Чарнокит микроклиновый	1	2,61	6,20	—
Амфибол-двуриксеновые и амфибол-гранат-двуриксеновые кристаллические сланцы	8	2,88—3,26	6,7—7,3	3,8—4,3
		3,05	7,0	4,0
Эклогитоподобные породы из трубок взрыва	7	3,0—3,5	6,7—7,6	—
		3,2	7,2	—
Эклогиты «коровьи»	5	2,98—3,3	7,0—7,6	3,8—4,4
		3,1	7,3	4,1
Эклогиты мантийные из кимберлитов	5	3,1—3,5	7,6—8,3	4,2—4,6
		3,3	7,9	4,4
Гранатовые перidotиты из кимберлитов	3	3,1—3,4	7,2—9,6	—
Эклогиты Чешского массива [72]	4	3,38—3,55	8,3—8,45	—
		3,50	8,35	—
Эклогиты из кимберлитов плато Колорадо [66]	9	3,28—3,52	7,8—8,4	—
		3,40	8,1	—
Эклогиты из включений в альпинотипных дунитах [66]	4	3,4—3,7	8,0—8,6	—
		3,50	8,3	—
Эклогиты «мантийные» с вторичными изменениями [4]	5	3,33—3,44	7,50—7,92	—
		3,38	7,80	—

Примечание. Числитель: слева — минимальное значение, справа — максимальное, знаменатель — среднее значение.

характеристики толщи. Таким образом, вывод Б. Г. Лутца [34], что на выходе Анабарского массива имеет место типичный «гранулито-базитовый слой», нам представляется малообоснованным. Средние характеристики главных серий пород Анабарского массива в основном не выходят за пределы характеристик «гранитного» слоя.

Прогноз глубинного строения земной коры Анабарского массива, основанный на исключительном развитии высокометаморфизованных пород основного и ультраосновного состава, также представляется недостаточно обоснованным. Следует напомнить,

Таблица 17

## Химический состав пород гранулитовой и эклогитовой фаций

Компонент	Кварцодержащие породы				Бескварцевые	
	I	II	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub>	61–73 68	54–72 61	53–69 59	66–71 69	48–54 50	45–62 54
TiO <sub>2</sub>	0,02–0,5 0,1	0,3–0,9 0,6	0,03–0,8 0,3	0,4–0,6 0,5	0,04–2,0 1,0	0,02–2,2 0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–17 16	13–19 17	17,8–20,0 19	10–14 12	11–21 17	8,5–17 13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2–2 1,1	0,5–2,6 1,9	0,2–9,6 3,0	0,01–2 0,3	0,2–4,3 2,7	1,3–9 5
FeO	0,3–5 2,2	4,3–7,0 6,0	2–6 4	2,5–10,2 7	7,2–13 10	4,5–16,6 11
MnO	0,01–0,1 0,05	0,1–0,25 0,2	0,1–0,3 0,2	0,06–0,1 0,08	0,04–0,2 0,1	0,07–0,3 0,1
MgO	0,6–3,8 1–8	1,5–4,7 3,2	0,8–7,8 3,6	0,2–2,2 0,7	5,5–8,4 7	4–11 8
CaO	1,7–5,8 3,9	2,3–7,0 4,9	2,2–5,1 3,6	0,7–2,6 1,3	7,7–13 10	6–13 9
Na <sub>2</sub> O	3,2–5,5 4,1	2,6–4,1 3,3	1,0–4,3 2,6	2,5–3,3 2,9	1,6–3,0 2,4	1,2–1,7 1,5
K <sub>2</sub> O	0,7–1,0 0,9	0,4–3,5 1,8	1,5–4,3 3,0	4,3–5,7 5,0	0,2–1 0,6	0,17–1,0 0,6
H <sub>2</sub> O	0,2–0,5 0,3	0,3–0,6 0,5	0,3–1,1 0,7	0,08–0,3 0,15	0,2–1,2 0,7	0,3–1,6 0,5
Число анализов	4	3	4	4	5	5

Примечания. 1. Числитель: слева — минимальное значение, справа — максимальное значение; II — гиперстеновые эндербиты с биотитом (Анабарский массив); III — двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые эндербиты (Анабарский массив и Алданский щит); IV — чарнокиты (Анастасьевские сланцы (Анабарский массив, Антарктида, Южная Индия); VI — амфибол-двупироксеновые и амфиболовые перидотиты в кимберлитовых трубках; VII — гранатовые амфиболиты (Анабарский массив); VIII — гранатовые и амфиболовые перидотиты в кимберлитовых трубках; X — включения эклогитов в кимберлитах (гиперстен-силлиманитовые, гиперстен-кордиеритовые, кордиерит-гранат-гиперстено-карбонатные породы Анабарского массива (кальцит-диопсид-кварцевые, форстерит-кальцит-диопсидовые); XII — известково-силикатные породы (диопсид-андрадит-плагиоклазитовые); XIII — известково-силикатные породы (диопсид-андрадит-плагиоклазитовые).

что кварцодержащие парагенезисы полностью сохраняют свою устойчивость в условиях гранулитовой фации метаморфизма вплоть до «эклогитового барьера». Следовательно, под далматинской серией вместо мощной толщи эклогитоподобных пород кристаллических сланцев и гнейсов основного состава может оказаться сложный комплекс гранулитов с большим количеством эндербитов, гранулитов и гранитоидов. Легко объяснить те мощные

## метаморфизма (по данным Б. Г. Лутца)

породы основного состава						
VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
37–48 42	42–85 50	34–51 42	41–43 42	51–56 54	13–48 30	34–53
0,3–0,6 0,4	0,4–1,6 1,0	0,01–0,6 0,3	0,2–0,9 0,5	0–1 0,5	0–0,4 0,2	0,1–1,2
14–22 18	15–21 18	3–13 6	10–15 12	15–30 22	0,2–13 0,2	10–26
1,7–3,4 2,5	1–6 3	1,5–3,3 2,5	0,1–4 2	0,8–5 2	0–2 6	4–8
8–22 15	3–8 5	3–8 5	6–13 9	4–9 6	0,4–4 0,4	1–8
0,1–2,3 0,8	0,07–0,2 0,1	0,1–0,3 0,2	0,01–0,1 0,05	0,1–0,8 0,4	0,05–0,1	
6,3–14 10	4–12 8	24–34 28	13–19 16	6–14 9	2–17 24–45	0,6–2,5
6–15 10	5–9 7	2–7 4	8–12 10	0,4–0,9 0,6	17–21 19	
1,0–1,5 1,2	1,2–7 3	0,1–0,6 0,3	0,8–1,2 1	0,1–3 0,5	0–1,7 0,2–2,7	
0,1–0,5 0,3	1–2 1,5	0,05–0,7 0,4	0,2–2 0,5	0–1,8 0,4	0,08–2,5	
1,0–1,5 1,2	0,5–3 1,5	0,06–6 1,7–4	0,4–1 0,6	1–4 —	0,3–0,8	
	3	5	4	6	5	3

ное значение, знаменатель — среднее значение.  
овые и амфибол-двупироксеновые эндербиты (Анабарский массив); III — гранулиты и барский массив и Южная Индия); V — амфибол-двупироксеновые основные кристаллические сланцы (Анабарский массив, Антарктида, Южная Индия); VII — гранатовые амфиболовые перидотиты в кимберлитовых трубках; IX — включения эклогитоподобных пород в кимберлитовых трубках; X — включения эклогитов в кимберлитах (гиперстен-силлиманитовые, гиперстен-кордиеритовые, кордиерит-гранат-гиперстено-карбонатные породы Анабарского массива (кальцит-диопсид-кварцевые, форстерит-кальцит-диопсидовые); XII — известково-силикатные породы (диопсид-андрадит-плагиоклазитовые); XIII — известково-силикатные породы (диопсид-андрадит-плагиоклазитовые).

проявления гранитизации и наложенного метаморфизма средних и низких ступеней, которые фиксируются повсеместно в пределах Анабарского массива: эти проявления могут быть связаны с миграцией легкоподвижных компонентов (в первую очередь SiO<sub>2</sub> и щелочей) из подстилающего геологического комплекса, а не непосредственно из верхней мантии.

Интересно отметить, что породы Анабарского массива и Ал-

Таблица 18

Средние значения плотности пород и скоростей распространения в них упругих волн на выходе Анабарского массива

Серия	Главные типы пород	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Скорость распространения упругих волн, км/с	
			$v_p$	$v_s$
Верхне-ломуйская	Биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, граниты, различные катаклазиты, милониты, эпидотовые амфиболиты	2,6—2,8	6,0—6,5	3,0—3,3
Хапчанская	Биотит-гранатовые и гранат-гиперстеновые плагиогнейсы, эндербиты, гранито-гнейсы, гранулиты, мраморы, кальцифиры, амфиболиты, двувериксеновые плагиогнейсы	2,6—2,9	6,2—6,6	3,1—3,4
Верхнеанабарская	Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы, биотит-гранатовые гнейсы, силлиманит-кординеритовые гнейсы, граниты, кварциты (мощные), основные кристаллические сланцы (очень мало)	2,60—2,80	6,0—6,5	3,0—3,3
Далдынская	Основные кристаллические сланцы, эндербиты, гранулиты, чарнокиты, гранитоиды	2,7—3,0	6,3—7,0	3,3—4,2

данского щита отнесены [21] к гранулитовым комплексам алданского типа, которые характеризуются огромным площадным развитием, поразительной устойчивостью условий регионального метаморфизма и отсутствием постепенных переходов в амфиболитовую фацию. (Кроме алданского, выделены комплексы лапландского и ладожского типов). Комплексы алданского типа характеризуются сложной историей развития, включающей по крайней мере два мегацикла с двумя периодами интенсивной тектонической деятельности. Наблюдаемые в настоящее время структуры, естественно, относятся к позднему мегациклу. Характерна общая регressive направленность метаморфизма в мегациклах и в отдельных циклах. Федоровская свита, развитая в пределах Алданского щита, отнесена ко второму мегациклу. Она залегает на ранее дислоцированном фундаменте, состоящем преимущественно из кислых гнейсов. Значительные массы кислых пород, появившиеся в ранние фазы второго мегацикла, имеют, таким образом, свои корни в более древнем мощном гранитоидном фундаменте. Реоморфизм и мобилизация этого фундамента легко могли происходить в подошвенных частях мощных отложений второго мегацикла.

## ПОРОДЫ ГРАНУЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В последнее время гранулитовый комплекс является объектом многочисленных геологических и геофизических исследований. Получены новые данные по геологическому строению, петрологии, тектонике, геофизике и глубинному строению этого комплекса [3, 6, 8, 21, 26, 27, 28, 32, 33, 38, 43, 44, 50, 55 и др.]. Однако единства взглядов по узловым вопросам геологии, петрологии и структуры комплекса не достигнуто. В рамках данной работы нас интересует прежде всего вопрос о составе пород и выделении главных типов пород гранулитового комплекса, по которым можно было бы оценить состав и свойства всего этого огромного и весьма важного блока земной коры. Но одни и те же типы пород, одни и те же слои, пачки и толщи различные исследователи характеризуют по-разному. Проведенные исследования выполнены в разных объемах и с разной степенью детальности.

Характерно, что почти все авторы пытаются дать схему геологического расчленения гранулитового комплекса и выделить какие-то опорные горизонты.

Согласно Л. Я. Харитонову, в подошве гранулитового комплекса залегает толща гранат-полевошпатовых амфиболитов  $aAR_2$ . В лежачем боку толщи находится «нерасчлененный комплекс гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов с подчиненными пироксенитами и с амфиболовыми разновидностями» гпа  $AR_1$ . Толща гпа  $AR_1$  не включена в состав гранулитового комплекса. Л. А. Виноградов [6] в северном крыле гранулитового массива в состав комплекса включил толщи  $aAR_2$  и гпа  $AR_1$ , а в южном крыле обе эти толщи им не включены в состав комплекса, и границу массива провел по южному борту интрузии габбро-норитов, габбро-анортозитов, лабрадоритов ( $\delta AR_2$ ) и основных гранулитов  $\gamma\delta AR_2$  (гнейсо-нориты и гиперстеновые гнейсо-диориты). Такая трактовка важной геологической границы не вполне понятна. С. И. Макиевский и К. А. Николаева в 1963 г. в пределах гранулитового комплекса Кольского полуострова выделили основные гранулиты и кислые гранулиты, а в лежачем боку комплекса — довольно мощную толщу меланократовых биотитовых, амфибол-биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Эта толща отнесена к средней свите кольско-беломорской серии. Гранулитовый комплекс имеет структуру надвига с северо-востока на юго-запад с опрокинутым северо-восточным крылом, что хорошо увязывается с данными многих предшествующих и последующих работ, в частности по зарубежной части гранулитового комплекса [63].

На геологических разрезах хорошо выражено единство коль-

ско-беломорской серии и ее трехчленное деление: лейкократовые кислые породы в низах, мезократовые и основные породы в средней части, высокоглиноземистые породы в верхах. Эта стратиграфическая схема подтверждена и в более поздней работе одного из ее авторов [38]. Кольско-беломорская серия состоит из трех свит (снизу вверх): 1) керетьская нижняя терригенная (мощность 5 км) — мелкозернистые биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы; 2) хетоламбинская карбонатно-вулканогенная (мощность 4,5 км) — амфиболиты, амфибол-биотитовые, меланократовые биотитовые гнейсы и т. п.; 3) лоухская верхняя терригенная (мощность 4 км) — высокоглиноземистые гнейсы, кислые гранулиты.

Интересные данные, отчасти подтверждающие применимость этой схемы к гранулитовому комплексу, получила С. Н. Суслова при изучении района Тальвикуль — Алгашъяур, расположенного севернее р. Лотты у южного борта массива гиперстеновых диоритов и гнейсо-диоритов [50]. Она установила весьма неоднородное строение развитого здесь комплекса пород, который можно разделить на три толщи: 1) гиперглиноземистые парагнейсы и кислые гранулиты; 2) породы чарнокитовой серии; 3) пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, гиперстеновые диориты, эндербиты, чарнокиты. Гиперглиноземистые парагнейсы залегают в ядрах синклинальных структур, наложенных на пироксен-плагиоклазовые основные кристаллические сланцы. По мнению С. Н. Сусловой, верхняя толща этого района относится к третьей (верхней) свите кольско-беломорской серии, а нижняя толща (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и другие породы) — к средней (хетоламбинской) свите.

При сравнении с типичными разрезами беломорской серии обнаруживается большое сходство состава пород, но существенная разница в степени их метаморфизма. Гиперглиноземистые парагнейсы района Тальвикуль — Алгашъяур — это сложно переслаивающиеся гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовые гнейсы и кислые гранулиты. Кислые гранулиты являются равноправным членом сложной серии высокоглиноземистых гнейсов, что весьма характерно и для расположенного южнее собственно гранулитового комплекса. В описываемой толще, кроме того, содержатся маломощные (менее 3 м) согласно залегающие прослои пироксен-амфиболовых и двупироксен-плагиоклазовых основных кристаллических сланцев. В этих породах местами наблюдаются реликты первичной габбро-офитовой структуры. Следовательно, их можно рассматривать как метабазиты (например, метагаббро-диабазы), образующие согласные межпластовые тела в осадочной толще.

В толще основных кристаллических сланцев развиты гиперстен-плагиоклазовые, двупироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые сланцы. Присутствуют также маломощные линзовидные прослои гранат-би-

тит-силиманитовых гнейсов и согласные интрузии норитового и габбро-норитового состава, в которых нередко наблюдаются реликты габбровой структуры. В основных кристаллических сланцах местами также отмечаются реликты габбро-офитовой структуры. Характерно, что минералы, присутствующие в согласно залегающих телах норитов и габбро-норитов (пироксены и плагиоклазы), по своему составу весьма сходны с минералами вмещающих основных кристаллических сланцев, что говорит о генетической связи между этими породами. В результате проведенного петрографического и геологического исследования С. Н. Суслова пришла к важному выводу — здесь развита метаморфизованная осадочно-вулканогенная толща.

Такое представление объясняет многие особенности гранулитового комплекса, в частности многократное сложное пересланение пород, сильно отличающихся по составу, некоторые петрохимические особенности их, структурные особенности толщ и отдельных пород и своеобразные и сложные проявления деформации.

В пределах Кольско-Карельского региона широким распространением пользуются эфузивно-осадочные комплексы, причем многие из них являются приразломными. В качестве примера можно привести многие нижне- и среднепротерозойские комплексы Кольского полуострова — печенгский, имандра-варзугский, кейвский и др. Кроме того, более древние беломорская и кольская серии также имеют ряд особенностей приразломных эфузивно-осадочных серий.

Несколько иную точку зрения на геологическое строение гранулитового комплекса высказывал В. В. Жданов. Разработанная им схема геологического и глубинного строения гранулитового массива существенно отличается от схем других авторов. Согласно В. В. Жданову [26, 27], гранулитовый комплекс [«норит-диоритовая (гранулитовая) серия Русской Лапландии»] залегает не в виде мощного обширного синклиниория, а в виде приподнятого блока земной коры типа горст-антеклиниория с почти полностью эродированным гранитным слоем.

В состав выделяемой им серии В. В. Жданов включает район, расположенный к северу от развития гранулитового комплекса, а именно Лоттареченский блок с окружающими его гнейсами и мигматитами. В подошве серии залегают полевошпатовые и гранатовые амфиболиты. Нориты и гиперстеновые диориты гранулитового блока представляют собой материал «базальтового» слоя земной коры. Эти породы, по мнению В. В. Жданова, подверглись двум главным процессам метасоматоза — щелочному и щелочноземельному. В результате первого процесса возникли породы типа гиперстеновых гранитов (чарнокитов), а в результате второго — габбро и анортозиты. Кроме того, первичные породы блока частично подверглись региональному метаморфизму в гранулитовой фации.

Таким образом, все разнообразные породы гранулитового комплекса могли по существу образоваться за счет первичных гиперстеновых диоритов и норитов. В подтверждение своей точки зрения В. В. Жданов детально описывает постепенные переходы гиперстенового диорита в гранулит, причем в долине р. Вокман при таком переходе степень метаморфизма возрастает снизу вверх.

Характерной особенностью гранулитового комплекса Кольского полуострова, как известно, является широкое распространение интрузий основных пород в восточной его части (в районе Сельных тундр) и преобладание кислых гранулитов в западной части. Учитывая общее погружение пород в западном направлении, В. В. Жданов считает, что вблизи юго-восточного замыкания комплекса выходят первичные слабо измененные породы, а в восточной части — их метаморфические аналоги. Образование кислых гранулитов с биотитом за счет гиперстеновых диоритов можно наблюдать в разных местах развития гранулитового комплекса, в частности в карьере Ловнозерского месторождения [8]. Этот процесс следует связывать с проявлением гранитизации в условиях интенсивной деформации. Однако возможность образования пород типа кислых гранулитов таким путем, разумеется, не может служить доказательством аналогичного образования мощных и однородных толщ кислых ортоклазовых (часто с графитом) гранулитов.

Гранулитовый комплекс рассматривается [3, 28, 32] как суперкустальный сланцевый с хорошо выраженным стратиграфическими горизонтами. Большое внимание уделяется признакам первичноосадочного происхождения большей части типов пород. Однако в ряде случаев такой подход приводит к явным противоречиям. Например, К. Д. Беляев [3] выделяет колвицкую толщу, представленную гранат-плагиоклазовыми и гранат-диопсид-плагиоклазовыми сланцами с прослоями двутироксеновых платиосланцев (частично по основным интрузиям), катаранскитами. Эта толща, изображенная в виде единой непрерывной полосы, отвечает габбро-норитам, габбро-анортозитам, лабрадоритам Сельных тундр, которые развиты в виде отдельных интрузивных тел и залежей. Таким образом, существенно изменилось представление о геологическом строении и главных типах пород, которые теперь трудно сопоставить друг с другом. Можно предполагать, что гранат-диопсид-плагиоклазовые сланцы в действительности представляют собой полосчатые анортозиты, содержащие обычную для этих пород небольшую примесь граната и диопсида.

Согласно Л. А. Прияткиной [44], гранулитовый комплекс Кольского полуострова приурочен к мощной тектонической зоне, имеющей северо-западное простиранье, причем вдоль юго-западного борта массива Сельных тундр проходит зона глубинного разлома, которая прослеживается затем в районе тундры Нявка. Вблизи зоны разлома среди двутироксен-гранатовых кристалли-

ческих сланцев залегают маломощные линзовидные включения эклогитов. Породы амфиболитовой фации тяготеют к краевым зонам полосы развития гранулитов и образовались в результате наложенного регрессивного метаморфизма пород гранулитовой фации, а также в результате первичного метаморфизма основных и ультраосновных интрузивных пород, распространенных вдоль границ гранулитового комплекса и внедрившихся после метаморфизма гранулитовой фации. Породы амфиболитовой фации регрессивного метаморфизма представлены в основном амфиболовыми, гранат-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, образуются за счет пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в процессе амфиболизации пироксена и деанортитизации плагиоклаза. Эти процессы четко проявлены в северном контакте гранулитового комплекса. В южном контакте широким распространением пользуются интрузии основных и ультраосновных пород, которые также характеризуются наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации. Здесь нередко наблюдаются реликтовые структуры первичномагматических пород.

Упомянутыми выше исследователями геологическое положение глубинного разлома не детализируется. Однако при выделении лапландского типа гранулитов [21] отмечается, что эти образования приурочены исключительно к позднеархейским или раннепротерозойским подвижным зонам, окружающим области древнейшей консолидации; особенно часто они располагаются вблизи глубинных разломов вдоль границы подвижных зон. Метаморфизм вблизи глубинного разлома развивается по регрессивному пути и завершается формированием зоны гранатовых амфиболов, а затем и мигматитов.

Таким образом, из изложенного выше материала наиболее интересными нам представляются выводы об эфузивно-осадочном характере гранулитового комплекса (с последующим интенсивным проявлением магматической деятельности), о его приразломном характере, о наложении регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации на гранулитовую и о весьма интенсивном проявлении деформации в процессе метаморфизма.

На основании имеющихся материалов [3, 6, 8, 21, 26, 27, 28, 32, 33, 38, 43, 44, 50, 55, 63 и др.] мы попытались выделить главные типы пород гранулитового комплекса и наметить пределы изменения их химического состава. Полученные результаты приведены в табл. 19, при составлении которой использованы данные около 80 химических анализов. К сожалению, далеко не во всех работах имеется количественная оценка минерального состава. В ряде случаев дан парагенезис главных и второстепенных минералов, лишь в некоторых случаях — значения плотности пород в анализированных пробах [29, 61]. Таким образом, состав пород гранулитового комплекса изучен очень слабо. Как видно из табл. 19, представляющей собой довольно детальную схему расчленения пород по минеральным парагенезисам, некоторые поро-

Химический состав главных типов пород гранулитового комплекса Кольского

Название породы	Минеральный состав	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1	2	3	4	5	6	7
Породы с кварцем (эндербиты, чарнокиты, гранулиты, гнейсы, граниты)						
Эндербит, кварц-гиперстеновый диорит, гиперстеновый плагиогнейс, дноритогнейс	Гип, Кв, Пл (Би, Рог, Мт)	56–66 61	0,4–2 0,7	14–18 16	1,4–1,7 1,7	3,5–9,0 6,0
Эндербит лейко-кратовый	Гип, Пл, Кв, (Би, Мт)	70–77 73	6,2–0,4 0,3	13–16 15	0,1–0,5 0,3	1–3,5 2
Чарнокит микроклиновый и антипертитовый кольской серии	Гип, Би, Кв, Кпш, Пл (Гр, Мт, Ап)	55–75 65	0,1–0,6 0,3	13–17 15	1–3 2	1–4 2
Гранулит гиперстен-плагиоклазовый, гиперстен-гранатовый гнейс (порода)	То же	58–62 60	0,3–0,6 0,4	18–21 19	1–1,5 1	4–7 5
Гранулит орто-клизовый, гранатовый гнейс, гранат - полевошпатовая порода	Гр, Кв, Орт, Пл (Сил, Би, Мт Граф, РУ)	68–74 71	0,05–2 0,5	12–16 14	0,04–2 1	0,3–5 2
Гранулит ортоклизо - кварцевый, гранат-полевошпатово-кварцевая порода	То же	76–85 80	0,2–0,6 0,4	6–11 8	0,6–0,7 0,6	2–3 2,5
Гранулит биотит-ортоклизовый, биотит-гранатовый гнейс, мигматит	Би, Гр, Орт, Кв (Сил, Мт, Ру)	55–74 65	0,3–2,4 1	12–17 15	0,2–2,4 1	3–11 7
Гранит, гранат-содержащий мигматит, гранитогнейс	Би, Гр, Орт, Кв, Пл (Мт, Ап)	72–74 73	0,2–0,5 0,3	13–14 13,5	0,3–0,7 0,5	1–3 2
Гранулит, кордиерит-биотитовый, гранат - силлиманит - кордиеритовый гнейс (порода), лаанилит	Гр, Кор, Сил, Би, Орт, Кв (Мт, Ап)	55–66 60	0,2–1,4 0,8	17–23 20	0,7–3 2	3–5 4
Среднее для пород с кварцем		67	0,5	15	0,1	3,6
Гранодиорит по Дэли		65,01	0,57	15,94	1,74	2,65

Таблица 19

полуострова

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Число анализа
8	9	10	11	12	13	14	15
мигматиты)							
0,1–0,25 0,1	1,5–4 3	4–6,5 5	2,7–4 3	0,6–2 1,2	0,1–1 0,5	2,70–2,85 2,70	7
0,03–0,1 0,05 0,02–0,04 0,03	0,1–0,7 0,4 0,2–4 2	3–6 4 2–7 4	3–4 3 3–5 3	0,2–1 0,5 3–5 3	0,1–0,4 0,2 — —	2,65–2,70 2,65 2,65–2,85 2,75	3
0,1–0,3 0,2	2,4–3,3 3	4,5–7 6	2,4–3,5 3	1–1,6 1	0,4 0,4	2,7–2,85 2,75	2
0,02–1 0,05	0,05–2 1	1,3–3,3 2	1,9–3,2 2,8	2–5 4	0,1–0,3 0,2	2,65–2,80 2,70	6
0,01–0,03 0,02	0,8–1,0 1,3	1–1,3 1,1	1,5–2,2 1,8	1–3,5 1,4	0,2–0,5 0,4	2,65–2,75 2,65	3
0,05–0,15 0,1	1,5–3,5 2,5	2–6 4	1,2–3 2	0,4–3 2,0	0,02–0,2 0,1	2,6–2,85 2,64	6
0,05–0,1 0,07	0,1–0,5 0,3	1,0–2,5 1,7	28–30 2,9	3,8–5,7 4,6	0,04–0,06 0,05	2,62–2,66 2,65	3
0,08–0,04 0,06	3–4 3,5	2–3 2,5	2–3 2,5	2–5 3,5	0–0,1 0–0,1	2,70–2,90 2,80	3
0,08	2	3,4	8,6	2,5	0,2	2,72	[41]
0,67	1,91	4,42	3,70	2,75	1,04	2,70	

Продолжение табл. 19

Название породы	Минеральный состав		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
	1	2	3	4	5	6	7
Породы без кварца (основные кристаллические сланцы, амфиболиты, эклогиты)							
Гиперстен - пла- гиоклазовый ос- новной кристал- лический слан- ец, гиперстено- вый диорит, гней- со-диорит, ос- новной гранулит	Гип, Пл (Би, Рог, Гр, Ди, Кв, Мт и др.)	50—52 51	0,2—1,5 0,6	18—20 19	0,6—1 0,8	4—8 6	
Гиперстен - амфи- бол - плагиокла- зовые, двутирок- сен - плагиокла- зовые основные кристаллические сланцы, норит, габбро-норит и др.	Гип, Амф, Пл, Би, Гип, Амф, Пл, Ди, Гип, Амф, Пл (Гр, Мт, Кв и др.)	47—57 52	0,4—1,2 0,8	14—22 18	0,5—3 1,6	4—8 5	
Гранат - диопси- довые основные кристаллические сланцы, эклоги- топодобные по- роды, двутирок- сеновые основ- ные кристалли- ческие сланцы	Гип, Ди, Пл, Гр, Амф, Пл (Би, Кв, Мт)	45—51 48	0,5—3 1	12—15 13	2—6 4	8—12 10	
Гранатовые амфи- болиты	Гр, Амф, Пл (Пир, Кв, Мт и др.)	48—50 49	1—2,5 1,2	14—17 15	2—4 3	11—13 12	
Анортозиты	Пл (Ди, Гр, Амф, Мт, Кв и др.)	48—52 50	0,1—0,4 0,2	26—30 28	0,4—1,5 1	0,8—3,6 2	
Габбро - нориты Главного хребта	Гип, Ди, Пл (Амф, Би, Мт, Кв и др.)	49—54 51	0,2—2 0,6	16—21 19	0,3—2 1,3	4—10 7	
Среднее по поро- дам без кварца		50	0,7	19	2	7	
Средний состав комплекса		56	0,6	18	1,7	5,9	
Диорит по Дэли		56,77	0,84	19,67	3,16	4,40	

П р и м е ч а н и е. 1. Гип — гиперстен, Кв — кварц, Пл — плахиоклаз, Би — биотит, ортоклаз, Сил — силиманит, Граф — графит, Ру — рутил, Кор — кордиерит, Ди — диопсид, второстепенные минералы. 2. Числитель: слева — минимальное значение, справа — максимум.

ды близки друг к другу по минеральному и химическому составу. Однако они существенно различаются по геологическим и структурным особенностям. Например, ортоклазовые кислые гранулиты преобладающего типа по минеральному и химическому соста-

MnC	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	Плотность г/см <sup>3</sup>	Число анализов
8	9	10	11	12	13	14	15
подобные породы, изверженные породы)							
0,1 0,1	7—11 9	9—11 10	1,5—3,5 2,5	0,3—0,7 0,5	0,1 0,1	2,80—3,0 2,90	5
0,1—0,2 0,1	3—12 7	5—11 8	1,5—6 4	0,3—0,8 0,5	0,1—0,5 0,3	2,8—3,1 2,40	8
0,2—0,4 0,3	5—14 9	9—15 12	1,2—3 2	0,1—0,7 0,4	0,1—0,7 0,4	2,9—3,3 3,10	8
0,1—0,3 0,2	7—10 8	9—12 10	2—3,5 2,5	0,3—0,6 0,4	0,3—1,5 0,8	2,9—3,2 3,1	4
0,02—0,06 0,04	0,5—3 1	12—15 13	2—3,5 2,5	0,2—4 0,6	0,1—0,7 0,4	2,7—2,9 2,80	7
0,1—0,2 0,15	5—9 8	8—14 11	2—3 2,5	0,1—0,5 0,3	0,1—1 0,4	2,9—3,20 3,0	11
0,25	7	11	2,7	0,4	0,4	2,35	[43]
0,2	5,3	8,5	2,7	1,1	0,3	2,88	—
0,13	4,17	6,74	3,39	2,12	1,37	—	—

Рог — роговая обманка, Мт — магнетит, Кпш — калишпат, Гр — гранат, Ап — апатит, Орт — Пир — пироксен. 2. Минералы указаны в порядке увеличения содержания. В скобках — малынье, знаменатель — среднее значение.

ву близки к гранитам, а по геологическому положению в массиве, генетическим особенностям, термодинамическим условиям образования, возрасту, структуре и текстуре существенно отличаются от них.

Породы почти всех типов характеризуются весьма значительными колебаниями химического состава и нередко связаны постепенными переходами. В ряде пород, в частности в эндербитах и кислых гранулитах, выделены мезократовые и лейкократовые разности. Лейкократовые кислые гранулиты (гранулит ортоклаз-кварцевый) содержат до 85%  $\text{SiO}_2$ , т. е. приближаются к кварциту, однако, как подчеркивал в свое время П. Эскола [63], кварциты вообще не характерны для гранулитового комплекса, и кислые гранулиты могли образоваться не за счет кварцевых или аркозовых песчаников, а скорее за счет аргиллитов (возможно, частично за счет пород типа гранитов). Разновидность гранулитов с повышенным содержанием С и S могла сформироваться за счет сапропелевых осадков. Сходный состав имеют некоторые черные сланцы, пользующиеся широким распространением в докембрии Скандинавии. П. Эскола [68] считал, что в целом породы гранулитового комплекса возникли в результате метаморфизма пород различного первичного состава, в том числе осадочных и магматических.

П. Эскола, детально изучивший породы гранулитового комплекса на территории Финской Лапландии, все породы гранулитовой фации метаморфизма называл «гранулитами» и выделил семь главных их типов: 1) светлый массивный гранулит (редкие зерна граната рассеяны в гранобластовой кварц-полевошпатовой массе); 2) светлый сланцеватый гранулит (отдельные зерна граната рассеяны в полосчатой кварц-полевошпатовой основной массе); 3) «полевой» (field) гранулит (биотит и много граната в кварц-полевошпатовой массе); 4) гранитный гранулит; 5) норитовый или кварц-норитовый гранулит; 6) пироксен-диоритовый и гранодиоритовый гранулит (эндербит); 7) ультраосновной гранулит (перidotиты и пироксениты, образующие отдельные слои и линзы).

В табл. 19 использована несколько иная номенклатура пород, хотя некоторые их типы совпадают с номенклатурой П. Эскола. Поскольку единая номенклатура пород гранулитового комплекса до сих пор не разработана, приведены различные названия одних и тех же пород, использованные разными авторами. Остается невыясненной роль чарнокитов в составе комплекса. По мнению ряда исследователей, эти породы в отличие, например, от пород кольской серии имеют резко подчиненное значение. Значительно шире развиты образования ряда эндербитов. Однако, учитывая широкое проявление гранитизации и наложенного высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой фации в краевых частях комплекса, представляется целесообразным выяснить и уточнить роль пород чарнокитового ряда в геологическом строении гранулитового комплекса.

При выделении главных типов бескварцевых пород мы столкнулись прежде всего с большим сходством их петрохимических особенностей. Вместе с тем довольно резко выделяются породы,

обогащенные диопсидом (см. табл. 19), в которых содержание CaO достигает 15% (как и в анортозитах). По содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO и Na<sub>2</sub>O довольно четко обособляются и другие типы пород. При дальнейших исследованиях, видимо, будет выявлена специфика состава и других парагенетических типов пород, объединенных пока в группы.

Рассчитаны приблизительно средние составы для кварцодержащих пород и кислых и основных гранулитов. Кварцодержащие породы оказались близки к гранодиориту, а бескварцевые породы — к габбро-нориту. На имеющихся геологических картах в гранулитовом комплексе основные породы преобладают над кислыми. В пределах зоны распространения гранатовых амфиболитов основные породы слагают приблизительно 2/3 площади, а кислые — 1/3 площади. В соответствии с этим рассчитан средний состав комплекса на обнажениях, который оказался довольно близким к составу среднего диорита. Существенные отклонения отмечаются лишь для некоторых компонентов: FeO, MgO и CaO — в сторону увеличения, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O и H<sub>2</sub>O — в сторону уменьшения. Таким образом, средний состав гранулитового комплекса отвечает несколько базифицированному и обедненному щелочами диориту. Следует отметить, что в состав комплекса входят многочисленные сравнительно поздние наложенные интрузии пород основного состава (ультраосновные породы не учитывались). Без учета этих интрузий средний состав гранулитового комплекса, по-видимому, будет приближаться к составу кварцевого диорита. Этим в какой-то степени подтверждается идея В. В. Жданова [26, 27] об основном составе норит-диоритовой серии Русской Лапландии.

Для типичных пород гранулитового комплекса были проведены измерения упругих параметров при высоких давлениях [8].



Рис. 34. Схематический разрез земной коры вдоль профиля ГСЗ.

1 — рифейский прогиб; 2 — кольские гнейсы и граниты; 3 — породы печенгской серии; 4 — основные и ультраосновные интрузии; 5 — тундровая серия; 6 — гранулитовый массив; 7 — «гранулито-базитовый» слой земной коры; 8 — эклогитовый слой (выделен условно); 9 — верхняя мантия; 10 — крупные тектонические нарушения; 11 — сейсмические границы; 12 — зоны разломов, намеченные по сейсмическим данным. Цифры на рисунке — скорость распространения волн в км/с.

Полученные результаты приведены в табл. 20. В связи с многообразием и сложностью петрографического состава гранулитового комплекса (см. табл. 19) табл. 20 дает лишь первое, чисто качественное представление об упругих параметрах главных типов его пород. Однако данные табл. 20 могут быть использованы при геологической интерпретации геофизических данных, в частности ГСЗ [33].

На профиле ГСЗ (рис. 34), который пересек гранулитовый массив западнее горы Ловно-Тундра, на глубине около 4 км согласно первоначальной интерпретации проходит верхняя сейсмическая граница, характеризующаяся  $v_g \approx 6,6$  км/с, которая по скорости распространения волн близка к верхней границе «базальтового» слоя. Зоны пониженных скоростей под массивом не было обнаружено. Следовательно, можно предполагать, что под

Таблица 20

Упругие параметры пород гранулитового комплекса (район Ловозера), измеренные при высоких давлениях

Номер образца	Место и глубина взятия образца	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Давление, кбар	Скорость распространения волн, км/с		$v_p / v_s$
						$v_p$	$v_s$	
866	Скв. 222, 530 м	Гиперстен - биотит - плагиокла- зовый основной кристаллический сланец	Гип, Би, Пл (Кв, Гр, Мт, Вт)	2,85	0,001	5,90	3,51	1,68
					0,5	6,10	3,60	1,70
					1,0	6,30	3,65	1,73
					2,0	6,40	3,68	1,74
					5,0	6,55	3,72	1,76
870	Скв. 222, 467 м	Гиперстен - биотит - плагиокла- зовый основной кристаллический сланец со следами вторичных изменений	Гип, Би, Пл (Кв, Мт, Гр, Эп, Сил, Кар, Му, Хл, Сер)	2,77	0,001	4,21	—	—
					0,5	5,81	—	—
					1,0	6,20	—	—
					2,0	6,40	—	—
					6,0	6,58	—	—
					12,0	6,66	—	—
871	Скв. 222, 402 м	Эндербит слегка гнейсовидный	Гип, Кв, Пл (Би, Мт, Гр, Вт)	2,79	0,001	5,35	—	—
					0,5	6,00	—	—
					1,0	6,24	—	—
					2,0	6,40	—	—
					6,0	6,51	—	—
					12,0	6,65	—	—
					—	—	—	—
872	Скв. 222, 463 м	Эндербит с биотитом	Гип, Би, Кв, Пл (Гр, Мт, Вт)	2,76	0,001	5,42	3,34	1,63
					0,5	5,90	3,46	1,70
					1,0	6,20	3,55	1,74
					2,0	6,30	3,62	1,74
					5,0	6,46	3,67	1,76
					—	—	—	—
873	Скв. 222, 303 м	Гиперстен - амфи- бол - плагиокла- зовый основной кристаллический сланец	Гип, Амф, Пл (Мт, Би, Гр)	3,02	0,001	6,66	—	—
					0,5	6,75	—	—
					1,0	6,90	—	—
					2,0	6,97	—	—
					6,0	7,06	—	—
					12,0	7,15	—	—
					—	—	—	—

Продолжение табл. 20

Номер образца	Место и глубина взятия образца	Название породы	Минеральный состав	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Давление, кбар	Скорость распространения волн, км/с		$v_p / v_s$
						$v_p$	$v_s$	
875	Скв. 222, 278 м	Гранат - плагиоклаз - кварцевая порода	Гр, Пл (Олиг), Кв (Би, Вт)	2,80	0,001	5,64	—	—
					0,5	6,18	—	
					1,0	6,35	—	
					2,0	6,52	—	
					6,0	6,60	—	
					12,0	6,73	—	
877	Скв. 189, 129 м	Биотит - гранат-плагиоклаз-кварцевая порода слегка гнейсовидная	Би, Гр, Пл, Кв, Вт	2,85	0,001	4,90	3,30	1,49
					0,5	5,75	3,42	1,68
					1,0	6,08	3,50	1,73
					2,0	6,20	3,58	1,73
					5,0	6,35	3,67	1,73
879	Скв. 158, 275 м	Биотит - амфибол-гиперстен-плагиоклазовый основной кристаллический сланец	Би, Рог, Гип, Пл (Лаб)	3,05	0,001	7,04	4,00	1,76
					0,5	7,17	4,05	1,77
					1,0	7,20	4,07	1,77
					2,0	7,24	4,10	1,77
					5,0	7,30	4,13	1,77
880	Скв. 158, 290 м	Биотит-гиперстен-плагиоклазовый основной кристаллический сланец	Би, Гип, Пл (Амф, Мт, Вт)	2,92	0,001	6,07	3,48	1,75
					0,5	6,55	3,70	1,77
					1,0	6,74	3,76	1,79
					2,0	6,82	3,81	1,79
					5,0	6,95	3,88	1,79

П р и м е ч а н и е. Гип — гиперстен, Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Кв — кварц, Гр — гранат, Мт — магнетит, Вт — вторичный, Амф — амфибол, Олиг — олигоклаз, Эп — эпидот, Сил — силиманит, Кар — карбонат, Му — мусковит, Хл — хлорит, Сер — серицит.

гранулитовым массивом «гранитный» слой вообще отсутствует, что находится в явном противоречии с геологическим строением массива и его обрамления. Возможно и другое: зона пониженных скоростей под массивом существует, но она не была зафиксирована недостаточно детальной методикой наблюдений. Выявление верхней сейсмической границы, которая установлена и на других профилях ГСЗ в восточной части Балтийского щита, можно объяснить резким изменением градиента скоростей  $v_p$  на глубине порядка 4—8 км (давление 1—2 кбар). Такое резкое изменение градиента выше было отмечено для типичных пород Беломорского блока, оно четко проявлено и в типичных породах гранулированного комплекса (см. табл. 20).

Расшифровка глубинного строения гранулированного комплекса и его геологического положения среди комплексов северо-западной части Кольского полуострова сопряжена с большими трудностями. Имеющиеся данные геологии и геофизики, в том числе гравиметрии, магнитометрии, сейсмики и сейсмологии, оказываются явно недостаточными. Так, Г. А. Поротова и Н. Н. Болгурцев [43], изучая глубинное строение норит-диоритовой серии Лот-

тинского блока, т. е. собственно гранулитового комплекса, отмечали, что вследствие недостаточной разработанности методики интерпретации сейсмических и гравиметрических данных окончательно решить вопрос о геологической природе подошвы комплекса в настоящее время не представляется возможным. Однако уже сейчас можно более или менее достоверно установить отдельные структурные и геологические особенности, которые следует учитывать при расшифровке геологической природы комплекса.

Многие геологи в районе Сальных тундр вблизи юго-восточного окончания гранулитового массива зафиксировали залегание гранулитов на мигматитах беломорской серии, причем данные геофизики не противоречат этому [43, 55].

Возможны два предположения, которые до сих пор оживленно дискутируются: 1) гранулитовый комплекс залегает в виде синклинали на беломорских гнейсах; 2) гранулитовый комплекс образует верхний выступ залегающего на глубине «гранулито-базитового» слоя [26, 27]. Первое предположение, которое поддерживает большинство геологов, подтверждается рядом структурных и геологических особенностей комплекса. В частности, в юго-восточной части его развития повсеместно наблюдается ярко выраженная линейность, полого погружающаяся в северо-западном направлении.

Микроструктурный анализ показывает [8], что линейность наряду с плоской сланцеватостью образовалась в результате интенсивной деформации минералов и их дифференциальных движений в обстановке вертикального сплющивания и развалицевания материала вдоль поверхностей сланцеватости и полосчатости, особенно вдоль линейности. Ось максимального растяжения была ориентирована вдоль линейности. Такой характер деформации на обширных площадях свидетельствует о существовании устойчивого поля напряжения с хорошо выраженной компонентой упругой деформации, определявшей симметрию ориентировки и общую устойчивость поля напряжения на больших площадях. В этом заключается коренное отличие пластической деформации от вязкой деформации, в которой упругая деформация проявляется лишь на начальных этапах течения материала, а в дальнейшем имеет место по существу турбулентное движение без сохранения однообразной ориентировки на сколько-нибудь значительной площади. О значительной роли упругой деформации говорят и хорошо сохранившиеся реликты катахластических структур в гранулитах, и особенности механизма деформации и ориентировки кварца [8]. Эти особенности деформации можно связать с активным влиянием подошвы комплекса, его относительно устойчивого и компетентного «ложа» в период проявления метаморфизма и деформации.

Активная структурно-тектоническая роль подошвенной части комплекса наглядно проявляется и в характере магматизма. Площадь развития гранулитового комплекса имела длительную и

сложную историю образования магматических пород. Прежде всего сам комплекс, видимо, следует относить к древним эфузивно-осадочным образованиям, претерпевшим метаморфизм гранулитовой фации, в связи с чем значительная часть магматических пород основного состава была интенсивно метаморфизована и деформирована совместно с вмещающими их осадочными и туфогенными породами. Основные эфузивы, туфы и туфогенные породы были превращены в кристаллические сланцы основного состава, в которых лишь местами сохранились реликты первичных структур. На более поздних этапах развития начиная проявляться активность подошвенной части комплекса, обусловленная резко выраженной неоднородностью. Этим, очевидно, можно объяснить весьма характерное периферическое положение массивов габбро-норитов и аортозитов, гранатовых ортоамфиолитов, периферической зоны мигматизма и т. п. В этот сравнительно поздний период развития гранулитового комплекса деформации и метаморфизм локализовались уже преимущественно в периферических его частях.

Если принять гипотезу В. В. Жданова [26], то структура массива должна быть совершенно иной: все структурные элементы и геологические тела должны погружаться в юго-восточном направлении, под беломорские гнейсы, чего в действительности не наблюдается. Кроме того, имеющиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют о существовании в районе г. Мончегорск — оз. Имандро мощного купольного поднятия всех геологических структур. Таким образом, по нашему мнению, синклиниорный характер гранулитового комплекса с погружением его ложа к северо-западу проявляется достаточно определенно.

Вполне уместным кажется и отнесение комплекса к средней свите кольско-беломорской серии. Однако при этом по-видимому следует учитывать особенности глубинного строения района развития гранулитового комплекса, который характеризовался наиболее глубинным и высокотемпературным метаморфизмом гранулитовой фации. Очевидно, гранулитовый комплекс залегает в пределах осевой зоны кольско-беломорской серии. Эта зона отличалась подъемом крупных масс основных пород из мантии в земную кору. Она прослеживается, видимо, и в пределах Кандалакшского залива (Белое море), что отчасти подтверждается и данными геофизики [43, 55]. Для этой зоны весьма характерен наложенный на гранулитовую фацию регressiveный высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации.

Однако гранулитовый массив оказался весьма устойчивым к воздействию наложенного метаморфизма, что можно связывать с интенсивным развитием в его пределах магматических пород основного состава и основных кристаллических сланцев, которые по своим физическим свойствам резко отличаются от окружающих пород кольско-беломорской серии. В результате этого при совместной наложенной деформации и метаморфизме регressive-

ного типа гранулитовый блок претерпел лишь локальные изменения, в основном в периферических частях, а окружающие его кислые и высокоглиноземистые гнейсы подверглись по существу полной перекристаллизации, реоморфизму и частичной мобилизации с образованием вокруг массива мощной периферической зоны мигматитов. Эта зона особенно четко выделена в южном борту гранулитового комплекса [63].

В формировании современной структуры комплекса большую роль, видимо, играли и глубинные разломы северо-восточного направления, однако этот вопрос требует специального рассмотрения.

## ОБОБЩЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВА И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГЛУБИННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Для выяснения глубинного строения геологических комплексов древних щитов, геологической интерпретации геофизических данных, для оценки вещественного состава и физических свойств нижней части коры, исследования зависимостей физических свойств от состава различных типов пород и целых геологических комплексов и блоков земной коры важно иметь четкое представление о составе и свойствах материалов, слагающих кристаллический фундамент континентов.

Мы все больше убеждаемся в том, что в кристаллическом фундаменте континентов не существует региональных поверхностей раздела, обусловленных коренным изменением вещественного состава. Следовательно, ключ к пониманию геологического строения и вещественного состава нижней части коры следует искать в низах ее верхней части. Иными словами, нижняя часть коры может быть сложена в общем теми же породами, что и низы верхней части, но в иных соотношениях. Такой подход, разумеется, не исключает возможности наличия новых типов пород, которые будут установлены при детальном изучении древних комплексов. В данной главе делается попытка обобщить выше приведенные данные, а также выявить зависимости физических свойств от состава, которые в дальнейшем можно будет использовать при изучении нижней части коры.

Химизм глубинных метаморфических пород изучен крайне неравномерно и недостаточно. Мы не пытались дать полную сводку имеющихся материалов, а привели лишь оценочные данные для выявления возможных колебаний содержания окислов.

В табл. 21 включены метаморфические породы амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма (а также тесно связанные с ними магматические породы различного состава), породы, слагающие древнейшие серии архейского возраста типа беломорской, кольской, гранулитовой серий, Мурманский блок и др., и не включены породы эффузивно-осадочных серий типа тундровой и печенгской, существенно карбонатные породы, существенно кварцевые, магнезиальные и железистые образования.

Из табл. 21 видно, что метаморфические породы разных типов характеризуются значительными колебаниями содержания главнейших окислов, особенно мигматиты, чарнокиты, эндербиты и т. п. Эти колебания связаны со сложностью и многообразием про-

Таблица 21

№ п/п	Название породы	Содержание, вес, %									
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
I. Нормально-глиноземистые породы кислого и среднего состава (кварцсодержащие)											
1	Биотитовые и мусковит-биотитовые гнейсы и гранитогнейсы	69	0,5	15,5	1,7	3,0	0,1	1,5	2,1	3,1	3,7
2	Биотитовые плагиогнейсы	60–70	0,3–1	14–16	0,5–2	3–6	0–0,1	1,5–3,5	1,4–3,0	1,4–4,0	1,5–2,5
		65	0,6	15	1,2	4	0,1	2,0	2,0	3,0	2,0
3	Биотит-амфиболовые и амфиболовые плагиогнейсы	60–70	0,2–1	15–17	0,5–2	2–6	0–0,1	1–3	2–5	2–5	2–3
		65	0,6	16	1,7	3,0	0,1	2,0	3,5	3,5	2,0
4	Граниты микроклиновые и плагиомикроклиновые, мигматит-граниты, анатектит-граниты и т. д.	69–75	0,2–0,6	13–15	0,5–2	0,4–2	0–0,06	0,3–1,2	1–2	3–4	4–5
		72,0	0,40	14,0	1,20	1,20	—	0,70	1,50	3,50	4,50
5	Плагиограниты и плагиогранито-гнейсы	70–73	0,2–0,4	14	1–2	1–2	0–0,05	0,7–1	2,7–3,0	4,7–5	1–2
		72	0,3	14	1,5	1,5	—	0,8	2,7	5	2
6	Мигматиты (метатекститы и диатекститы, гранат-микроперитовые мигматиты и т. д.)	63–79	0–0,3	11–17	0,2–1	0,5–5	0–0,06	0,4–3,5	1–3	2–5	1–6
		71	0,2	14	0,6	2	—	1,5	2	3	3
7	Гранодиориты и гнейсо-гранодиориты (с биотитом и амфиболом)	62–71	0,2–1,3	13–16	1–3	2–5	0–0,1	0,6–2	2–4	3,9–4,6	2–3
		65,0	0,6	16,0	1,7	3,0	0,1	1,9	4,4	3,7	2,7
8	Чарнокиты микроклиновые и антиперититовые	60–75	0,1–0,5	13–17	0,5–3	1–4	0–0,04	0,3–3	1–5	3–4	1–5
		66	0,3	15	2	2,5	0,02	1,5	3	3,5	2,5
9	Эндербиты, огнейсовые кварцевые диориты (с биотитом)	57–71	0–1	14–18	0,3–2	1–5	0–0,02	1–3	2–7	3–5	0,7–2
		65	0,5	16	1	3	0,02	2	4	4	1
10	Кварцевые диориты по Дэли	61,59	0,66	16,21	2,54	3,77	0,10	2,80	5,38	3,37	2,10
II. Высокоглиноземистые породы амфиболитовой и гранулитовой фаций											
11	Гранулиты ортоклазовые и плагиоклазовые	68–80	0–1	9–15	0,3–2	0–3	—	0,2–2	0,2–2,5	2–4	2–6
		74	0,5	12	1,6	1,5	—	1,2	1,5	3	4
12	Среднее из 1–11	68	0,5	15	1,5	2,5	0,05	1,6	2,9	3,5	2,7
III. Ортопороды основного состава											
17	Амфиболиты роговообманковые и биотит-роговообманковые	50,3	1,6	16,0	3,6	8,0	0,2	7,0	10,0	2,9	1,0
18	Амфиболиты гранатовые и дипсид-гранатовые	48–51	1–2	13–20	3–4	8–10	0,2	4–14	6–14	1–3	0,2–1
		49	1,5	17	3,5	9	0,2	9	10	2	0,6
19	Анортозиты и габбро-анортозиты	52–57	0,5–1,3	22–27	0,1–1,5	0,4–4	0–0,07	0–2,5	8–11	4–6	0,7–1,5
		54	0,9	25	0,8	2,2	0,04	1,2	10	5	1,1
20	Нориты и габбро-нориты	49,0	1,0	17,0	2,8	7,0	0,1	8,0	10,0	2–6	0,8
21	Среднее из 17–20	50	0,9	19	2,7	6,5	0,1	6,3	10,0	3,1	0,9

## Продолжение табл. 21

№/п	Название породы	Содержание, вес, %									
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O

## IV. Основные кристаллические сланцы и эклогитоподобные породы

22	Гиперстеновые и двупироксеновые основные кристаллические сланцы	47—55 51	0,5—2 1	13—16 15	1—6 3,5	8—12 10	0,1—0,2 0,1	5—10 8	6—12 9	1,5—4,0 2,6	0,3—1,0 0,7
23	Амфиболовые, пироксен-амфиболовые и двупироксен-амфиболовые основные кристаллические сланцы	47—53 50	0,5—1 0,8	13—18 16	1—4 2,5	9—12 10	0—0,1 0,1	5—10 7	8—13 10	1,5—4 2,5	0,4—2,0 1,2
24	Амфибол - пироксен - гранатовые, амфибол-двукироксен-гранатовые и пироксен-гранатовые эклогитоподобные породы	47—51 49	0—2 1	12—18 15	1—5 3	8—12 10	0,1—0,3 0,2	3—10 8	8—11 10	1—3 2	0,3—1,5 0,9
25	Среднее из 22—24	50	1	15	3	10	0,1	8	10	2,4	0,9

## V. Эклогиты

26	Эклогиты гранат-пироксеновые (мантийные)	45,82	0,32	15,67	2,81	6,14	0,13	18,16	9,24	0,62	0,15
27	Эклогиты коровьи эпидотовые, слюдяные, глаукофановые и др.	47—55 49	0,7—1,8 1,5	13—18 16	2—4 3	8—14 10	0,1—0,5 0,3	5—8 7	7—10 9	1,3—4 2	0,1—1,8 0,8
28	Среднее из 12, 16 и 21 «Гранитная» оболочка континентов	62,6 63,94	0,6 0,57	16,5 15—18	1,9 2,00	3,8 2,86	0,07 0,10	2,9 2,21	4,3 3,98	3,3 3,06	2,24 3,29
29	Среднее из 12, 16, 21, 25 и 26 Кора континентов в целом	60,6 60,22	0,6 0,73	16,3 15,18	2,1 2,48	4,7 3,77	0,08 0,14	4,2 3,06	5,3 5,51	3,0 2,97	1,95 2,86

цессов формирования пород, составом субстрата и широким диапазоном устойчивости пород в земной коре.

Чисто условно мы приняли, что в земной коре развиты все выделенные нами типы пород (кроме «коровых» эклогитов) в равномерной смеси. Таким образом, рассматриваемая гипотетическая модель коры состоит из пород I группы — 50%, II — 14%, III — 18%, IV — 14% и V (эклогиты гранат-пироксеновые) — 4%. Такой характер распределения типов пород представляется нам вполне реальным. Интересно отметить, что соответствующие средние содержания компонентов довольно хорошо совпадают с данными для континентальной коры [19]. Заметное расхождение отмечено лишь для  $MgO$  и  $K_2O$ : кора древних щитов, по нашим данным, оказалась несколько богаче магнием и беднее калием по сравнению с нормальной корой континентов. В состав гипотетического «гранитного» слоя мы включили первые три группы пород и получили следующие соотношения пород по группам: I — 61%, II — 17% и III — 22%. Эти соотношения, по нашему мнению, также отвечают реальным условиям и подтверждаются средними данными распространенности соответствующих групп пород в обнажениях на щитах. Мы получили также хорошее совпадение состава пород древних щитов с составом «гранитной» оболочки, за исключением  $K_2O$ : «гранитная» оболочка на щитах (по нашим данным) несколько обеднена калием по сравнению с «нормальной» корой. Этот результат представляется неслучайным; его, в частности, можно рассматривать в связи с низким тепловым потоком щитов.

В табл. 22 для выделенных разностей пород приведены крайние и средние значения важных для геологии и геофизики параметров, а также усредненные значения по группам пород, по «гранитному» слою и по коре в целом. Мы провели анализ литературных данных по метаморфическим и магматическим породам. В целом магматические породы изучены намного лучше, чем метаморфические. Во многих экспериментальных работах, к сожалению, главное внимание уделено методике исследования, а не подбору и характеристике природного материала (особенно при высоких давлениях и температурах). Полнее других параметров охарактеризованы плотность (при нормальных условиях) и скорость распространения продольных волн (при нормальном и высоком давлении). В то же время о скоростях распространения поперечных волн в метаморфических породах и характере их анизотропии известно очень мало.

При определении плотности метаморфических пород использованы данные, полученные нами для пород Балтийского щита, Анабарского массива, восточной части Русской платформы и других регионов, а также материалы разных исследователей [24, 29, 30, 49, 51, 52, 55, 60, 61 и др.]. Из средних значений  $v_p$ ,  $v_s$  и  $\rho$  в табл. 22 рассчитаны значения сейсмического параметра  $\Phi$  и модуля объемного сжатия  $K$ . Можно также легко рассчитать вели-

Таблица 22

## Физические свойства метаморфических и магматических пород

№ п/п	Плотность, г/см³	$\text{SiO}_4 + \text{Al}_2\text{O}_5 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , %	Средняя атомная масса, г/атом	Средний атомный объем, см³/атом	Скорость распространения волн при $p=5$ кбар, км/с	
					$v_p$	$v_s$
I. Нормально-глиноземистые породы кислого						
1	$2,60-2,66$ 2,63	91,3	20,9	7,9	$6,10-30$ 6,20	$3,4-3,6$ 3,5
2	$2,62-2,70$ 2,66	85,0	22,1	8,3	$6,30-6,60$ 6,45	$3,60-3,85$ 3,70
3	$2,68-2,82$ 2,76	86,5	21,4	7,75	$6,30-6,70$ 6,50	$3,50-3,80$ 3,70
4	$2,60-2,65$ 2,63	94,0	21,00	8,00	$6,15-6,40$ 6,30	$3,50-3,70$ 3,60
5	$2,64-2,67$ 2,66	93,0	20,7	7,8	$6,30-6,45$ 6,40	$3,50-3,65$ 3,60
6	$2,60-2,75$ 2,65	91,0	21,4	8,1	6,30	3,60
7	$2,65-2,74$ 2,70	87,4	21,2	7,87	$6,30-6,50$ 6,40	$3,50-3,7$ 3,65
8	$2,60-2,80$ 2,68	87,0	21,6	8,1	$6,20-6,70$ 6,40	$3,50-3,70$ 3,60
9	$2,65-2,90$ 2,71	86,0	21,4	7,90	$6,30-6,80$ 6,50	$3,50-3,80$ 3,65
10	$2,68-2,78$ 2,72	83,3	21,3	7,84	$6,50-6,75$ 6,60	$3,50-3,70$ 3,60
11	$2,64-2,80$	93	20,9	7,7	6,40	3,60
12	2,68	89,2	21,0	7,85	6,40	3,65
II. Высокоглиноземистые породы амфиболитовой						
13	$2,65-3,10$ 2,75	86,0	21,7	7,9	$6,30-7,20$ 6,50	$3,40-4,0$ 3,70
14	2,74	80,0	22,2	8,1	6,50	3,70
15	2,76	84,5	22,0	8,0	6,50	3,70
16	2,75	83,6	21,9	7,95	6,50	3,70
III. Ортопороды основного						
17	$2,90-3,05$ 2,95	70,2	21,8	7,4	$6,80-7,35$ 7,05	$3,70-4,10$ 3,90
18	$3,00-3,30$ 3,15	68,6	23,6	7,5	$7,20-7,60$ 7,40	$3,9-4,2$ 4,10

Анизотропия	$\Phi = K/\rho$ , (км/с)²	$K \cdot 10^{-2}$ кбар	Теплопроводность $\lambda \cdot 10^3$ , кал/см·с·градус	Теплоемкость $C_p$ , кал/г·градус
и среднего состава (кварцодержащие)				
2-4	22,1	5,8	$5-8$ 6,0	$0,16-0,22$ 0,18
3-10	23,4	6,2	$4,4-7,0$ 5,5	$0,16-0,22$ 0,18
3-10	24,0	6,6	6,5	0,20
0-2	22,5	5,9	$5,0-9,0$ 7,7	$0,16-0,22$ 0,19
0-2	23,7	6,3	$5,0-6,0$ 5,5	0,18
1-3	22,5	6,0	7,0	0,20
0-4	23,2	6,3	$5,8$ 6,8	$0,16-0,22$
0-2	23,7	6,4	7,0	0,20
0-2	24,5	6,6	7,0	0,20
—	26,4	7,2	$5-9$ 7,5	$0,17-0,20$ 0,18
1-3	23,7	6,4	8,0	0,18
—	23,2	6,2	6,5	0,19
и гранулитовой фации				
5-16	24,0	6,6	—	—
5-16	24,0	6,6	—	—
5-16	24,0	6,6	—	—
5-16	24,0	6,6	7,0	0,20
состава				
5-15	29,5	8,7	$6,9$ 7	0,20
4-10	32,4	10,2	$5-7$ 7	0,20

8 Заказ 3330

Продолжение табл. 22

Анизотропия	$\Phi = K/\rho_0$ , (км/с) <sup>2</sup>	$K \cdot 10^{-2}$ , кбар	Теплопроводность $\lambda \cdot 10$ , кал/см·с·градус	Теплоемкость $C_p$ , кал/г·градус
—	28,5	7,8	4–6 5	0,19
—	29,7	9,2	5–8 7	0,17–0,12 0,20
—	30,0	9,0	7,0	0,20

## и эпилогитоподобные породы

—	29,8	9,0	7–10	—
4–15	30,2	9,4	7–10	—
3–8	32,0	10,4	7–10	—
—	30,6	9,6	—	—

значительный — средняя величина.

нералов, что можно объяснить лишь несовершенством методики измерений. Все это относится и к величинам  $C_p$ , поэтому значения  $\lambda$  и  $C_p$ , приведенные в табл. 22, следует рассматривать лишь как ориентировочные. На основании этих величин трудно провести дифференциацию пород, хотя по тепловым свойствам они, несомненно, различаются. Данных об изменении  $\lambda$  с давлением и температурой почти совсем нет.

Рассмотрим некоторые соотношения между физическими параметрами, приведенными в табл. 22, а также зависимости между химическим составом пород и их физическими свойствами. Эти соотношения можно использовать для оценки свойств и состава земной коры щитов и отдельных ее частей; они могут также представлять интерес для геохимии и геофизики [19, 51].

#	Плотность, г/см <sup>3</sup>	$\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , %	Средняя атомная масса, г/атом	Средний атомный объем, см <sup>3</sup> /атом	Скорость распространения волн при $p=5$ кбар, км/с	
					$v_p$	$v_s$
19	$2,65-2,78$ 2,73	85,1	21,0	7,7	$6,50-7,20$ 6,80	$3,5-3,7$ 3,65
20	$2,90-3,15$ 3,00	69,4	22,1	7,4	$6,90-7,30$ 7,10	$3,85-4,10$ 3,95
21	2,95	73,3	22,1	7,5	7,10	3,90

## IV. Основные кристаллические сланцы

22	$2,90-3,15$ 3,00	69,3	21,8	7,27	$6,80-7,30$ 7,00	3,80
23	$3,05-3,15$ 3,10	69,7	21,8	7,0	$7,00-7,30$ 7,10	$3,8-4,10$ 3,90
24	$3,10-3,40$ 3,25	66,9	22,1	6,8	$6,90-7,60$ 7,30	4,0
25	3,12	68,3	21,8	7,0	7,13	3,90

## V. Эклогиты

26	$3,30-3,52$ 3,40	62,2	21,6	6,33	$7,50-8,50$ 8,00	$4,2-4,5$ 4,3
27	$3,00-3,35$ 3,20	68,6	23,6	7,5	$7,2-8,0$ 7,6	$4,0-4,3$ 4,1
28	2,75	85,0	21,3	7,8	6,57	3,72
29	2,82	81,5	21,4	7,6	6,70	3,76

Приложение. Числитель: слева — минимальная величина, справа — максимальная,

чины остальных упругих параметров (модуля Юнга  $E$ , модуля сдвига  $G$  и коэффициента Пуассона  $\mu$ ).

Кроме упругих параметров мы попытались определить значения тепловых параметров (теплопроводности  $\lambda$  и удельной теплоемкости  $C_p$ ) и содержание радиоактивных элементов в породах (магнитные и электрические параметры здесь не рассматриваются). По измерению теплопроводности горных пород и минералов при нормальных условиях накоплен большой экспериментальный материал. Однако точные значения  $\lambda$  для пород конкретного типа получить трудно, так как разброс данных измерений неоправданно большой. Кроме того, многие метаморфические породы, в частности гранулитовой фации, вообще не изучены. Интересно, что слишком большой разброс значений  $\lambda$  характерен также для ми-

На рис. 35 представлена зависимость скорость — плотность для главных типов метаморфических и магматических пород. За основу взяты полученные нами данные измерений при высоких давлениях на образцах восточной части Балтийского щита; широко использованы также результаты измерений других исследователей.

Как видно на рис. 35, тому или иному значению плотности отвечает довольно широкий диапазон значений скорости (0,5—0,7 км/с). Эта особенность не связана с естественным разбросом точек или с ограниченной точностью измерений, а объясняется колебаниями минерального состава пород. В частности, породы с высоким содержанием полевых шпатов имеют явную тенденцию к повышенным скоростям распространения волн в существенно плагиоклазовых породах, в частности в плагиогнейсах и анортозитах. В общем для скоростей продольных и поперечных волн на рис. 35 получаются слабонаклоненные прямолинейные довольно широкие зоны. В сторону высоких значений скорости выделяются ультраосновные породы, а эклогиты при высоких значениях плотности характеризуются сравнительно низкими значениями  $v_p$  и  $v_s$ .

Таким образом, прямолинейная зависимость скорости от плотности отличается довольно значительной расплывчатостью и, видимо, может быть конкретизирована для отдельных районов. Особенностью рис. 35 является также разрыв поля скоростей  $v_p$  в области значений плотности  $\rho = 2,85—2,95 \text{ г/см}^3$ . Этот разрыв, по-видимому, связан с тем, что породы такой плотности развиты в земной коре редко. Интересно отметить, что указанный интервал плотности отделяет породы «гранитного» слоя от пород «базальтового» слоя.

С помощью графика рис. 35 можно приблизительно определять значения  $v_p$  и  $v_s$  по плотности для слоев коры, если задаться ее составом. В табл. 22 приведены средние значения  $v_p$  и  $v_s$  для «гранитного» слоя и для коры в целом, полученные путем усреднения по типам пород. Приблизительно такие же значения скоростей можно получить на основании средних значений плотности ( $\rho_{cp}=2,75$  и  $\rho_{cp}=2,82 \text{ г/см}^3$ ) на осевой линии областей  $v_p$  и  $v_s$ . Характерно, что полученные нами средние значения скоростей  $v_p$  и  $v_s$  для «гранитного» слоя и для коры в целом (соответственно 6,57—3,72 и 6,70—3,76 км/с) несколько превышают средние скорости распространения этих волн в коре, полученные при ГСЗ. Например, средняя скорость в коре Балтийского щита — 6,5 км/с, Русской платформы — 6,3 км/с. Как известно, средняя скорость распространения волн в земной коре сейсмическим методом определяется с невысокой точностью. В свете полученных нами данных (см. табл. 22 и рис. 35) значения  $v_p = 6,4 \text{ км/с}$  для Балтийского щита представляются нам несколько заниженными.

На рис. 36 приведены зависимости плотность — содержание

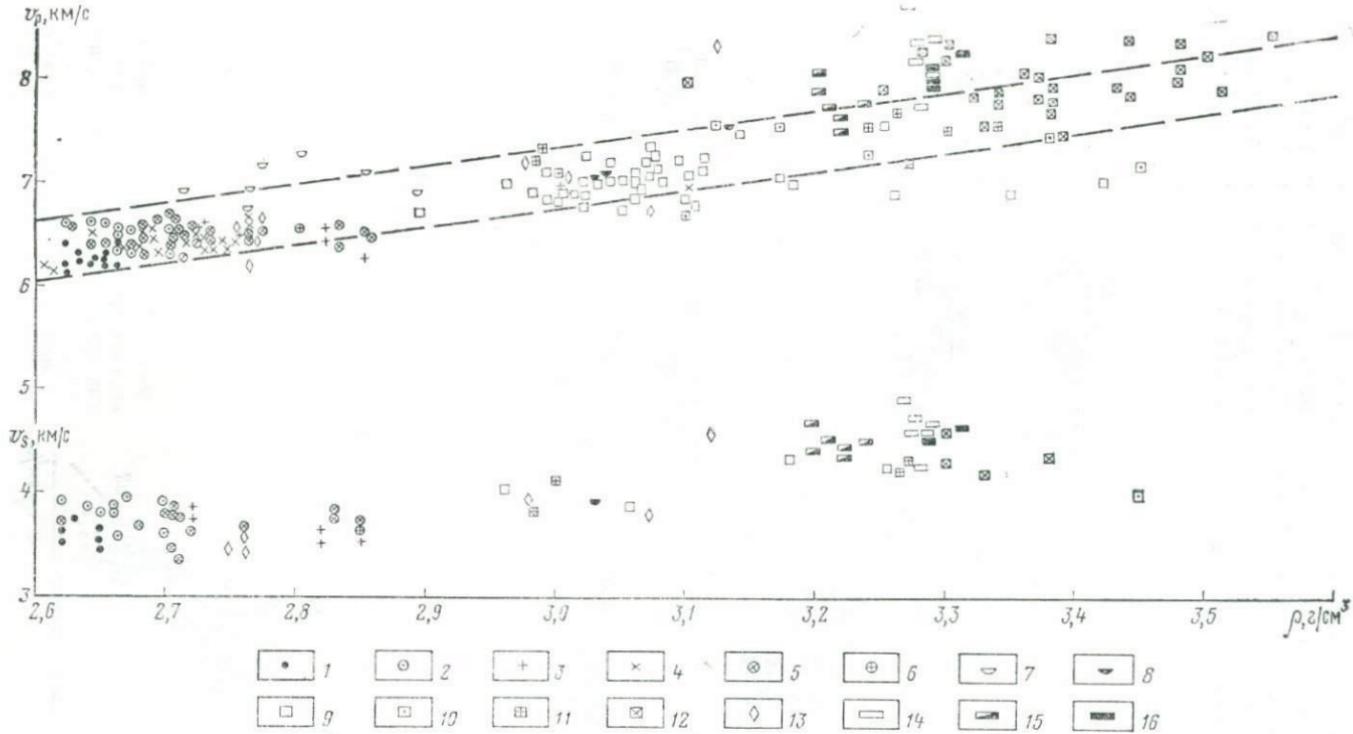


Рис. 35. Зависимость скорости распространения упругих волн от плотности для глубинных метаморфических и магматических пород.

1 — биотитовые гнейсы, граниты и плагиограниты; 2 — биотитовые пластигнейсы; 3 — амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы; 4 — чарнокиты микроклиновые; 5 — эндербиты; 6 — гранулиты ортоклазовые; 7 — анортозиты; 8 — амфиболиты; 9 — кристаллические сланцы основного состава; 10 — включения эклогитоподобных пород в трубках взрыва; 11 — эклогиты «коровьес»; 12 — эклогиты «мантийные»; 13 — высокоглиноземистые породы; 14 — оливиниты Мончегорского plutона; 15 — пироксениты (брозититы); 16 — перидотиты (гарцбургиты)

$\text{SiO}_2$  и суммы  $\Sigma$  лиофильных элементов, которые указывают на существование тесной связи между плотностью и химическим составом пород. Следовательно, можно говорить о существовании связи физических свойств пород с их химическим составом. Этот вопрос, видимо, имеет большое значение, особенно для изучения глубинных метаморфических пород. При соответствующей его

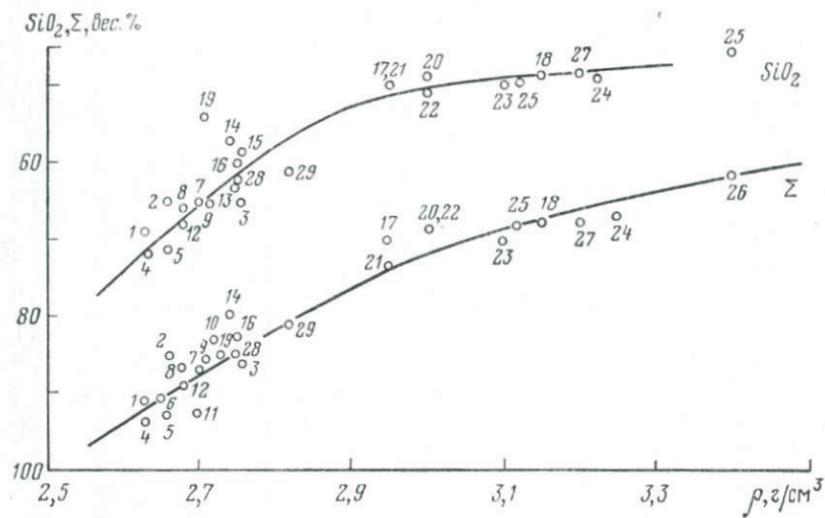


Рис. 36. Зависимости плотности пород от содержания в них  $\text{SiO}_2$  и суммы  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

Цифры отзывают порядковым номерам в табл. 21 и 22

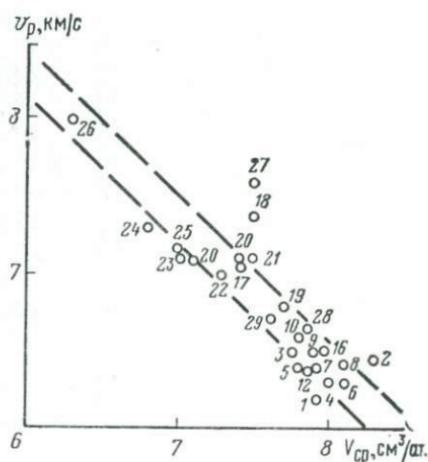


Рис. 37. Зависимость скорости распространения продольных волн от среднего атомного объема породы.

Цифры — порядковые номера в табл. 21, 22

разработке появится возможность непосредственной корреляции данных геофизики и геохимии для глубинных частей коры.

Рисунки 37—39 иллюстрируют зависимость упругих параметров  $K$  и  $\Phi$  от среднего атомного объема  $V_{cp}$  для рассматриваемых групп пород. Прежде эта зависимость была рассмотрена для окислов и силикатов [16]. Установлено, что плотность минералов

Рис. 38. Зависимость модуля объемного сжатия от среднего атомного объема породы.

Цифры — порядковые номера в табл. 21, 22

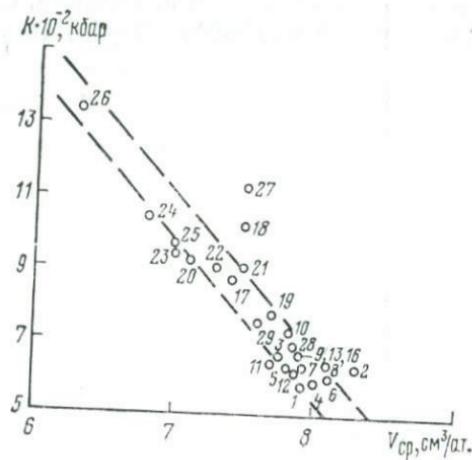
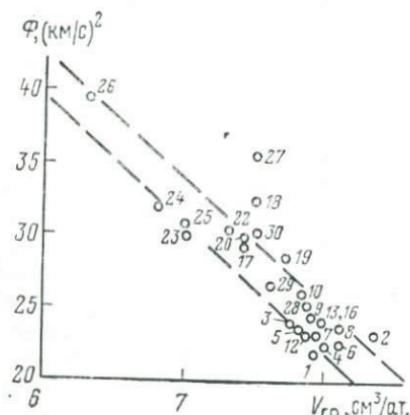


Рис. 39. Зависимость сейсмического параметра  $\Phi$  от среднего атомного объема породы.

Цифры аналогичны приведенным на рис. 36, 37, 38.



определяется средней атомной массой и плотностью упаковки атомов (в общем подтвердился известный закон Берча). Можно было ожидать, что и для метаморфических пород эта зависимость остается в силе. Из графиков рис. 37—39 видно, что связь упругих параметров со средним атомным объемом явно существует, но по сравнению с минералами носит нечеткий характер. Метаморфические породы в основной своей массе слабо дифференцированы по среднему атомному объему, поэтому на графиках заметна тенденция к кучному расположению точек в области значений  $V_{cp}$  равно 7 и 8  $\text{см}^3/\text{ат.}$  с разрывом между ними. Этот разрыв, видимо, не случаен и, в общем, согласуется с разрывом, наблюдающимся на графике  $v_p$  ( $\rho$ ) (см. рис. 35).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе большое внимание уделено выявлению колебания значений упругих параметров и плотности для отдельных типов пород, для их групп и для отдельных поронообразующих минералов, а также выявлению влияния вторичных изменений пород на их физические характеристики. Эти вопросы, по нашему мнению, полностью сохраняют свою актуальность и оказываются весьма важными при изучении древних метаморфических комплексов.

Одной из важнейших особенностей этих комплексов, как известно, является постоянно наблюдаемое в них наложение более низкотемпературного метаморфизма на первичный высокотемпературный региональный метаморфизм. Например, гранулитовые комплексы нередко носят следы наложения регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, в результате чего существенно изменяются состав и свойства пород.

При анализе деформационных характеристик пород на конкретных примерах выявлен чисто качественный характер экспериментальных данных. Соответствующие величины деформаций и напряжений имеют в большинстве случаев чисто оценочный характер. При дальнейшей постановке этих работ необходимо значительно усовершенствовать методику экспериментов и конкретно формулировать их задачи.

Путем детального анализа вещественного состава и физических свойств пород древних комплексов мы пытались построить геологическую и геофизическую модели земной коры, включая нижнюю ее часть. При этом были использованы сейсмические данные по докембрийским комплексам, в частности по Балтийскому щиту. Однако следует отметить весьма схематичный и проблематичный характер построенных здесь скоростных колонок и геолого-геофизических профилей, в частности положение сейсмических границ на разрезах мало обосновано фактическим материалом.

Остается в силе явное противоречие между результатами геолого-тектонических наблюдений на древних щитах и характером геолого-геофизических региональных профилей. Согласно наблюдениям очень многих геологов для древних щитов весьма характерно крутое падение пластов, границ отдельных пластов и целых комплексов, что имеет глубокий геологический смысл и связано с восходящими движениями материала при метаморфизме. На сейсмических разрезах уже на небольшой глубине (3—8 км) нанесены субгоризонтальные границы регионального характера. Отмечаются и многие другие неувязки и противоречия. Однако интерпретация геофизических материалов представляется очень сложной самостоятельной задачей, к которой мы надеемся вернуться.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов. III. Полевые шпаты.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 2, с. 186—189 с ил.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., «Наука», 1970. 276 с. с ил.
3. Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 218—224 с ил.
4. Берч Ф. Скорость продольных волн в горных породах при давлении до 10 кбар.— В кн.: Ультразвук в геофизике. М., «Мир», 1964, с. 200—240 с ил.
5. Бондаренко А. Т., Галдин Н. Е. О физико-механических и электрических свойствах базальтов при высоких давлениях и температурах.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1972, № 5, с. 28—40 с ил.
6. Виноградов Л. А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Новозерский гипербазитовый пояс).— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 147—153 с ил.
7. Воларович М. П., Баюк Е. И., Галдин Н. Е. Исследование влияния высокого давления на упругие свойства образцов горных пород, отобранных по профилю ГСЗ в Северной Карелии.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1965, № 1, с. 109—115 с ил.
8. Воларович М. П., Галдин Н. Е. Об упругих параметрах горных пород при высоких давлениях и строении гранулитового комплекса Кольского полуострова.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 3—16 с ил.
9. Воларович М. П., Галдин Н. Е., Тюремнов В. А.Петрофизические характеристики магматических комплексов при различных давлениях и глубинное строение структурной зоны Имандра—Варзуга.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 312—318 с ил.
10. Воларович М. П., Левыкин А. И., Галдин Н. Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см<sup>2</sup>.— «Докл. АН СССР», т. 157, № 6, 1964, с. 1349—1351 с ил.
11. Галдин Н. Е. Исследование упругих свойств горных пород Печенгского района Кольского полуострова при высоких давлениях в связи с его глубинным строением.— «Труды Ин-та физики Земли», № 37. М., «Наука», 1966, с. 68—97 с ил.
12. Галдин Н. Е. Влияние высокого давления на скорость продольных волн в гнейсах и кристаллических сланцах северо-западной части Кольского полуострова.— «Труды Ин-та физики Земли», № 37 (204). М., «Наука», 1966, с. 98—117 с ил.
13. Галдин Н. Е. К вопросу о составе и упругих параметрах верхней мантии.— «Докл. АН СССР», т. 182, № 3, 1968, с. 565—568 с ил.

14. Галдин Н. Е. Внутреннее строение Печенгского блока и упругие характеристики его слоев.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1969, № 12, с. 27—35 с ил.
15. Галдин Н. Е. Об относительных изменениях упругих характеристик горных пород и минералов с давлением.— «Проблемы строения земной коры и верхней мантии», № 7. М., «Наука», 1970, с. 224—234 с ил.
16. Галдин Н. Е. О физических свойствах окислов и силикатов при высоких давлениях и температурах.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 169—184 с ил.
17. Галдин Н. Е. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 78—101 с ил.
18. Галдин Н. Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 179—188 с ил.
19. Галдин Н. Е. О составе и свойствах земной коры древних щитов.— «Геохимия», 1974, № 3, с. 341—353 с ил.
20. Галдин Н. Е., Готтих Р. П., Широкова И. Я. Геофизические особенности разреза земной коры в Печенгском районе.— «Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка», 1974, № 10 с. 102—112 с ил.
21. Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., «Наука», 1967. 111 с. с ил.
22. Гранулитовая фация метаморфизма. Л., «Наука», 1972. 160 с. с ил. Авт.: Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитина и др.
23. Дируд У., Хауди Р., Зусман Д. Породообразующие минералы. Т. 4. М., «Мир», 1966, с. 9—191 с ил.
24. Дортман Н. Б. Петрофизика кристаллических пород и ее применение при геологической съемке и региональных геологических исследованиях. Дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-минер. наук. Фонды ВСЕГЕИ, Л., 1971. 420 с. с ил.
25. Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967. 83 с. с ил.
26. Жданов В. В. О двух типах земной коры без «гранитного» слоя на севере Балтийского щита.— «Советская геология», 1965, № 5, с. 101—111 с ил.
27. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966. 65 с. с ил.
28. Ивлиев А. И., Корюшин А. М., Минина Е. Г. Новые данные о структуре гранулитового комплекса и структурном контроле ванадиево-титаномагнетитового оруденения в районе Сальских тундр.— В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1968, с. 36—43 с ил.
29. Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М., «Недра», 1971. 117 с. с ил.
30. Исследование при давлении физических свойств пород фундамента Восточно-Европейской платформы (по Туймазинской опорной скважине).— «Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка», 1973, № 3, с. 92—105 с ил. Авт.: Е. В. Карус, Н. Е. Галдин, И. С. Файзуллин, С. В. Богданова.
31. Исследование скоростей упругих волн в некоторых породообразующих минералах при давлении до 20 кбар.— «Докл. АН СССР», т. 201,

№ 3, 1971, с. 586—589. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Е. И. Баюк, Б. П. Беликов и др.

32. Козлов Е. К., Федкова Т. А. Зона сочленения гранулитовой формации Сальных тундр с беломоридами.— В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова. Апатиты, изд. Кольского филиала АН СССР, 1968, с. 34—36 с ил.

33. Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита.— «Докл. АН СССР», т. 149, № 6, 1963, с. 1409—1411 с ил.

34. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 300 с. с ил.

35. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1975. 167 с. с ил.

36. Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1967. 60 с. с ил.

37. Лучицкий И. В., Громин В. И., Ушанов Г. Д. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1971, с. 148—152 с ил.

38. Макиевский С. И. Стратиграфия северо-запада Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 152—160 с ил.

39. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия).— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 64—68 с ил.

40. О физических свойствах горных пород Панского массива при высоких давлениях.— В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М., «Наука», 1971, с. 173—178 с ил. Авт.: М. П. Воларович, Н. Е. Галдин и др.

41. Парagenетический анализ минеральных ассоциаций глубинных пород, скорости распространения в них упругих волн при высоких давлениях.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 66—77 с ил. Авт.: Б. Г. Лутц, И. С. Томашевская, А. П. Акимов, Н. Е. Галдин.

42. Полдерварт А. Химия земной коры. Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957, с. 130—157 с ил.

43. Поротова Г. А., Болгурцев Н. Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ними магматизма.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 16—24 с ил.

44. Прияткина Л. А. Геологическое строение и возраст гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 27—35 с ил.

45. Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М., Госгеолтехиздат, 1959. 200 с. с ил.

46. Резанов И. А., Галдин Н. Е. О геологическом значении ани-

зотропии сейсмических скоростей в земной коре.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 10—16 с ил.

47. Рябинин Ю. Н., Мартынов Е. Д., Прищепов В. Ф. Влияние давления на деформационные свойства пород.— «Изв. АН СССР, Физика Земли», 1973, № 4, 49—53 с ил.

48. Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1952. 210 с. с ил.

49. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969. 543 с. с ил.

50. Суслова С. Н. О стратиграфическом положении гиперстеновых гнейсо-диоритов в северо-западной части Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 20—27 с ил.

51. Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., «Недра», 1974. 171 с. с ил.

52. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972. 183 с. с ил. Авт.: Т. С. Лебедев, Д. В. Корниец, В. И. Шаповал, В. А. Корчин.

53. Хитаров Н. И., Леонидов В. Я., Пугин В. А. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 194—210 с ил. .

54. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59 с ил.

55. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973. 66 с. с ил.

56. Borg G, Nandan J. Experimental Deformation of crystalline Rocks.— «Tectonophysics», 3 (4), 1966, p. 249—368.

57. Brace W. F., Paulding B. W., Scholz C. Dilatancy in the Fracture of Crystal Rocks.— «J. Geophys. Res.», vol. 71, No 16, 1966, p. 3939—3953.

58. Bridgman P. W. The Linear Compressibility of thirteen Natural Crystals.— «Amer. J. of Sci.», vol. XV, No 88, 1928, p. 287—296.

59. Byerlee J. D. Brittle-Ductile Transition in Rocks.— «J. Geophys. Res.», vol. 73, No 14, 1968, p. 4741—4750.

60. Christensen N. Compressional wave Velocities in metamorphic Rocks at pressures to 10 Kilobars.— «J. Geophys. Res.», vol. 70, No 24, 1965, p. 6147—6164.

61. Christensen N. Shear wave Velocities in metamorphic Rocks at pressures to 10 Kilobars.— «J. Geophys. Res.», vol. 71, No 4, 1966, p. 3549—3556.

62. Christensen N. Elasticity of ultralasic Rocks.— «J. Geophys. Res.», No 71, 1966, p. 5921—5931.

63. Escola P. On the granulite of Lapland.— «Amer. J. Sci. Bowenvolume» Pt. 1, 1952, p. 133—171.

64. Griggs D. T. Hydrolytic Weakening of Quartz and other Silicates.— «The Geophysical Journal», vol. 14, No 1—4, 1967, p. 19—31.

65. Griggs D. T., Turner F. J., Head H. C. Deformation of Rocks at

- 500—800°C.—«Rock Deformation. Geol. Soc. Am., Mem.», 79, 1960, p. 39—104.
66. K u m a z a w a M., H e l m s t a e d t H., M a s a k i K. Elastic Properties of Eclogite Xenoliths from Diatremes of the East Colorado Plateau and Their Implication to the upper Mantle Structure.—«J. Geophys Res.», vol. 76, No 5, 1971, p. 1231—1246.
67. L a p p i n M. A. The petrofabric orientation of olivine and seismic anisotropy of the Mantle.—«J. Geol.», vol. 79, No 6, 1971, p. 730—740.
68. M o g i K. Fracture and Flow of Rocks.—«The Upper Mantle Tectonophysics». No 1—3 (1—4), 1972, p. 541—568.
69. O r o w a n E. Mechanism of Seismic faulting Rock Deformation.—«Geol. Soc. Am.», Mem. 79, 1960, p. 323—345.
70. P a t e r s o n M. S. Experimental Deformation of Minerals and Rocks under Pressure. Mechanical Behaviour of Materials under Pressure. Edited by. H. L. Rugh., ch. 5, 1970, p. 191—235.
71. R a l e i g h C. B., P a t e r s o n M. S. Experimental Deformation of Serpentinite and its Tectonic Implications.—«J. Geophys. Res.», vol. 70, No 16, 1965, p. 3965—3985.
72. V e l o c i t y of Longitudinal Waves in Eclogite and ultrabasic Rocks under Pressures to 4 Kilobars.—«Studia geoph. et geod.», No 11, 1967, p. 271—280. Auth.: E. I. Bajuk, M. P. Volarovich, K. Klima 01. Oth.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
О методике экспериментов . . . . .	<b>5</b>
Магматические породы ультраосновного состава . . . . .	10
Магматические породы основного состава . . . . .	31
Метаморфические породы беломорской серии . . . . .	54
Упругие свойства полевых шпатов и кварца . . . . .	71
Глубинные метаморфические породы Анабарского массива и включения из кимберлитовых трубок . . . . .	<b>80</b>
Породы гранулитового комплекса Кольского полуострова . . . . .	91
Обобщенная характеристика состава и физических свойств глубинных метаморфических и магматических пород . . . . .	107
Заключение . . . . .	121
Список литературы . . . . .	122

*Николай Елизарович Галдин*

ИБ № 1161

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА  
ГЛУБИННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ  
И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД  
ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИИ  
И ТЕМПЕРАТУРЕ

Редактор издательства *В. Н. Никитина*  
Обложка художника *А. Е. Чучканова*  
Технический редактор *Л. Я. Голова*  
Корректор *Г. А. Петрухина*

---

Сдано в набор 24/XII 1976 г. Подписано в печать  
4/IV 1977 г. Т-02744 Формат 60×90<sup>1</sup>/16. Бумага № 2. Печ.  
л. 8,0. Уч.-изд. л. 8,16. Тираж 800 экз. Заказ 3330/12074-3.  
Цена 1 р. 22 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.  
Саратов. Объединение «Полиграфист», пр. Кирова, 27.

2205

1 р. 22 к.

НЕДРА