

А. В. АРУТЮНЯН, А. А. БДОЯН

## УПРУГИЕ, ПЛОТНОСТНЫЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СЕРПЕНТИНИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

В статье изложены результаты исследований упругих и плотностных свойств серпентинитов офиолитовых поясов Малого Кавказа при высоких давлениях ( $P = 6 \cdot 10^8$  Па) и температурах ( $T = 900^\circ\text{C}$ ). Установлено, что процесс дегидратации серпентинитов проходит в широком интервале температур ( $500\text{--}700^\circ\text{C}$ ), который зависит от нескольких факторов (разновидностей серпентина, структурных особенностей и т. д.), имеется хорошая сопоставимость с результатами термического анализа. Скачкообразные изменения объема и плотности образцов серпентинитов в процессе дегидратации дают основание предполагать, что они могут быть причиной возникновения кратковременных процессов в земной коре.

По изучению строения и состава литосферы Малого Кавказа выполнен большой объем геологических и геофизических работ.

Особое место в строении литосферы Малого Кавказа занимают офиолитовые пояса, которые по результатам многолетних исследований авторов работ [6, 8] представлены тремя зонами: 1. Севано-Акеринской, 2. Вединской, 3. Зангезурской.

Становление офиолитовых структур литосферы в настоящее время является дискуссионным, одновременно оно имеет большое практическое значение, так как с этими структурами генетически связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых, а также геодинамические процессы являющиеся причиной возникновения землетрясений.

Из вышеуказанных офиолитовых поясов Малого Кавказа авторами работ [1, 2, 4, 7], были исследованы упругие, плотностные и пластические свойства образцов пород основного, ультраосновного составов и их метаморфизованных разновидностей.

На основании полученных результатов по упругим и плотностным характеристикам были интерпретированы геофизические разрезы по данным поясам и был предложен скоростной разрез и вещественный состав литосферы для юго-западной части территории Армянской ССР [3]. На основании этой модели литосферы была предложена схема образования офиолитовых структур Малого Кавказа [5, 9].

С целью получения более достоверных данных о составе и строении, а также о процессах, протекающих в недрах Малого Кавказа, на установке, созданной сотрудниками лаборатории Экспериментальной сейсмотектоники Ереванского политехнического института [10], нами исследовались упругие, плотностные и петрофизические свойства метаморфизованных ультрабазитов при высоких давлениях ( $6 \cdot 10^8$  Па) и температурах ( $900^\circ\text{C}$ ). Образцы пород были представлены серпентинитами цилиндрической формы, размерами  $h = 12$  мм,  $d = 12$  мм, исследуемый образец размещался в графитовую, а затем в пиррофиллитовую оболочку. Через графитовую оболочку создавалась температура в исследуемой среде, а пиррофиллитовая оболочка служила средой, передающей давление.

Исследования проводились следующим образом: при комнатной температуре давления было повышено до  $5 \cdot 10^8$  Па с целью получения хорошего контакта между оболочками и исследуемым образцом. При указанном давлении постепенно была повышена температура до  $900^\circ\text{C}$ . Естественно, при повышении температуры, повысилось в определенной степени и давление в исследуемой среде. Электронно-измерительная аппаратура позволила осуществить непрерывный контроль во всем интервале за временем пробега упругой продольной волны. Сложности конструкции камеры высокого давления и измеряемой сис-

темы пока-что не позволяют подсчитать скорости распространения упругих продольных волн. Однако ход наблюдения за изменением пробега продольной упругой волны дает полную информацию об изменениях в камере высокого давления и о процессах, происходящих в исследуемом образце. Результаты зависимости времени пробега упругой продольной волны от температуры и давления для образцов серпентинитов приведены на рисунках 1—3.

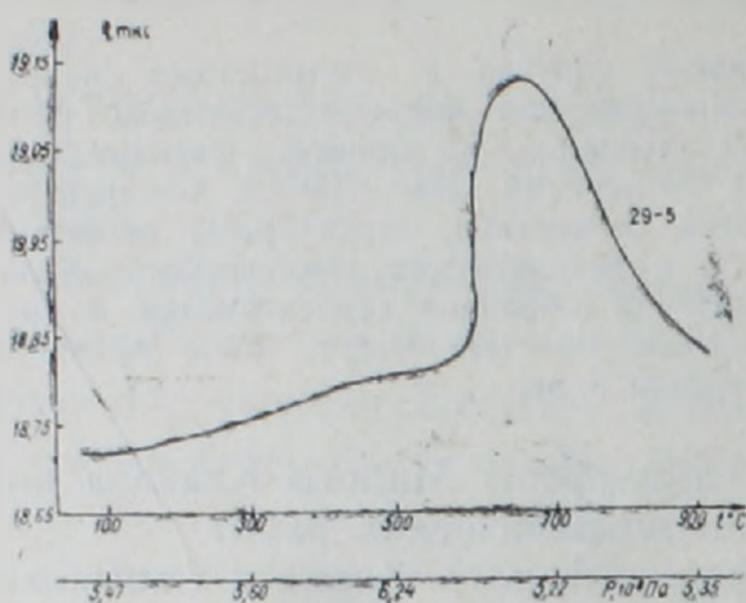


Рис. 1 Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от  $P$  и  $T$  в апонеридотитовом серпентините, обр. 29—5

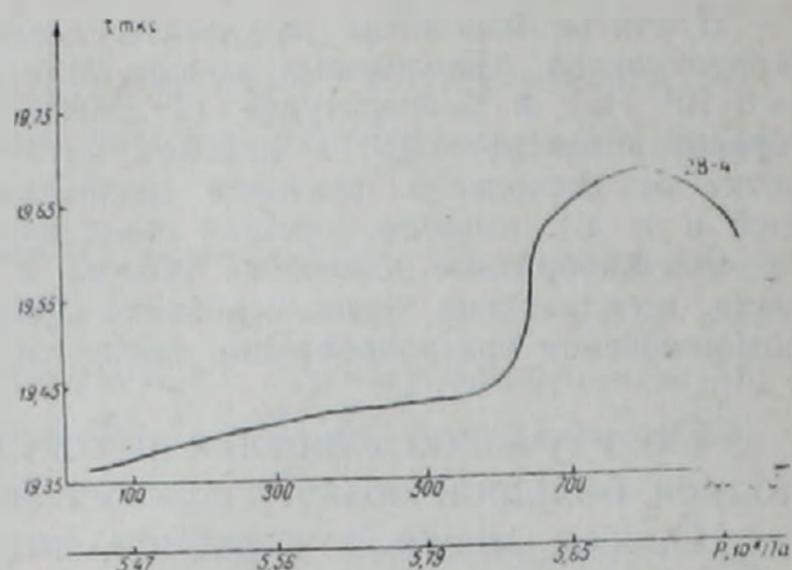


Рис. 2. Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от  $P$  и  $T$  в апонеридотитовом серпентините обр. 28—4

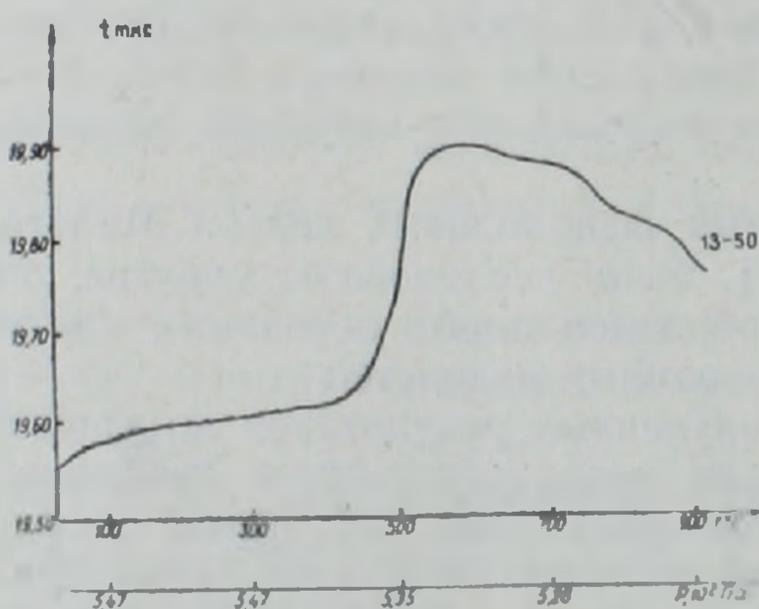


Рис 3. Зависимость времени прохождения продольной упругой волны от  $P$  и  $T$  в аподиабазовом, серпентините, обр. 1350.

Как видно из графиков зависимости  $t_{\text{мкс}} = f(P, T)$ , в начальном интервале происходит плавное увеличение времени прохождения продольной упругой волны (следовательно, уменьшение скорости продольной упругой волны). Это общеизвестное явление; температура уменьшает скорости продольных упругих волн. Для аподиабазового серпентинита 1350 (петрографическое описание исследуемых образцов пород до и после опытов приведены ниже) в интервале  $T = 400—420^\circ\text{C}$  наблюдается резкое повышение времени прохождения упругой продольной волны (т. е. уменьшение скорости продольной волны). Для апонеридотитовых серпентинитов 29—5 и 28—4 такое явление наблюдается в интервале температур  $T = 600—640^\circ\text{C}$ . Увеличение времени прохождения упругой продольной волны для образца 1350 наблюдается до температуры  $T = 570—580^\circ\text{C}$ , для образца 29—5 до температуры  $T = 650^\circ\text{C}$ , а для образца 28—4 до температуры  $T = 800^\circ\text{C}$ . Дальнейшее повышение температуры приводит к плановому снижению значения  $t_{\text{мкс}}$ , происходит увеличение скорости упругой продольной волны.

Интересные данные получены по изменению давления в камере высокого давления. В начале опыта, как отмечалось, в камере созда-

валось давление  $P=5 \cdot 10^8 \text{ Па}$ . При повышении температуры во всех трех опытах, давление в камере увеличилось до того значения температуры, откуда начинается увеличение величины  $t_{\text{мкс}}$ : в интервале повышения значения  $t_{\text{мкс}}$  во всех трех опытах наблюдается снижение давления в камере. С началом снижения величины  $t_{\text{мкс}}$  в образцах 28—4 и 1350 снижение давления продолжается до конца опыта; а в образце 29—5 наблюдается некоторое повышение давления.

Методика проведения опытов при высоких  $P$  и  $T$  условиях позволила вычислять также объемные и плотностные изменения в камере высокого давления, результаты которых приведены в следующей таблице.

Изменения плотности объема горных пород

Таблица 1

	До опыта		После опыта		$\frac{\Delta V}{V_0}, \%$	$\frac{\Delta \rho}{\rho_0}, \%$
	$\rho, \text{ г/см}^3$	$V, \text{ см}^3$	$\rho, \text{ г/см}^3$	$V, \text{ см}^3$		
Серпентинит апоперидотитовый—28—4	2.60	1.32	3.25	0.92	30.3	20.0
Серпентинит апоперидотитовый—29—5	2.45	1.28	3.14	0.86	25.0	21.9
Серпентинит аподиабазовый—1350	2.50	1.34	2.98	0.91	31.8	16.1

Из полученных результатов следует, что происходят большие изменения объема и плотности, причем объемные изменения доходят до 25—30%, а плотностные изменения до 16—22%.

С целью получения дополнительных сведений по вышеописанным исследованиям, в лаборатории петрофизики Института физики Земли АН СССР были определены термограммы для тех же образцов пород, данные которых приводятся в следующей таблице.

Результаты термического анализа

Таблица 2

Образец	Характеристика пиков	1	2	3	4	5	6	7	8
Общая потеря веса, %									
28—4 13.2	$T_{DTA}^0$	100		340		инт. 200—500	680		810
	$T_{DTG}^0$	100					680		
	$h_{\text{мм}}$	—6		+3		0.8	—85		+37
	$\Sigma \text{ вес } \%$	0.8					11.2+0.4		
29—5 14.4	$T_{DTA}^0$	100		320		инт. 200—500	670	790	810
	$T_{DTG}^0$	100					660		
	$h_{\text{мм}}$	—7		+3			—55	—10	+105
	$\Sigma \text{ вес } \%$	1.6				2.0	9.6+1.2		
1350 18.0	$T_{DTA}^0$	100	200	250	420		670		820
	$T_{DTG}^0$	100	200		400		670		
	$h_{\text{мм}}$	—5	—5	+3	—17		—52		+42
	$\Sigma \text{ вес } \%$	1.6	1.4		4.0		10.0+1.0		

$T_{DTA}$ —температура максимума теплового эффекта;  $T_{DTG}$ —температура максимума весового эффекта;  $h_{\text{мм}}$ —условная величина теплового эффекта: а) «—» эндотермический, б) «+» экзотермический.  $\Sigma \text{ вес } \%$ —величина потери веса (%).

Сопоставляя полученные нами данные с результатами термограммы, можно отметить их хорошее сходство.

Обсуждение полученных результатов приводит к следующему. По данным термического анализа при температуре  $100^{\circ}\text{C}$  происходит испарение влаги из пор и трещин образца, происходит незначительная потеря веса. В интервале температур  $T = 250 - 340^{\circ}\text{C}$  отмечается незначительный экзотермический эффект, связанный, вероятно, с выгоранием разных элементов (например, серы). В интервале температур  $T = 670 - 680^{\circ}\text{C}$  происходят основные изменения в образцах пород. Однако в образце 1350 эти изменения происходят, начиная с  $T = 400 - 420^{\circ}\text{C}$ , которые также хорошо коррелируются с данными, полученными при высоких  $P$  и  $T$ .

В интервале температур  $T = 670 - 680^{\circ}\text{C}$ , как уже отмечалось во всех образцах, наблюдается повышение значения  $t_{\text{мкс}}$ , а также эндотермический процесс, который сопровождается со значительными потерями веса. В образцах пород происходит процесс дегидратации — из серпентинита высвобождается вода. Процесс сопровождается как структурными изменениями, так и изменением минерального состава. Указанные изменения являются основными причинами изменения величины  $t_{\text{мкс}}$ . Дальнейшее повышение температуры приводит к завершению процесса дегидратации и образованию нового минерала — вторичного искусственного оливина, который обладает более высокими упругими и плотностными характеристиками. В интервале температур  $T = 810 - 820^{\circ}\text{C}$  отмечается экзотермический эффект, причина которого не совсем ясна и будет выявлена при наших дальнейших исследованиях.

С целью выявления изменений в образцах горных пород, были проведены петрографические и рентгеновские исследования до и после опытов. Обр. 29—5 (до опыта) — серпентинит апоперидотитовый, структура породы спутанно-волокнистая. Состоит из хризотил-лизардита — 85—90%, и антигорита — 7—10%. Порода пересекается более поздними прожилками аморфного офита, часто сопровождающимся выделением магнетита. Обр. 29—5 (после опыта) — оливин (форстерит), следы энстатита. Структура микрозернистая, криптокристаллическая, магнетит который до опыта был распылен по всей массе, представлен в виде прожилок. Вся масса представлена криптозернистым агрегатом.

Рентгеновские определения показывают принадлежность криптокристаллического агрегата к оливину со следами энстатита. Обр. 28—4 (до опыта) — серпентинит апоперидотитовый. Структура грубо петельчатая, петли сложены тонкими выделениями магнетита. Внутри петель много пылеобразного магнетита. Серпентин имеет волокнистое, чешуйчатое строение. Имеются более поздние прожилки серпентина плотного сложения, загрязненные гидроокисями железа. Серпентин — антигорит пластинчатый, присутствует также волокнистый лизардит и хризотил, плотная разновидность офита. Количество магнетита до 15—20%. Обр. 28—4 (после опыта) — форстерит, примесь энстатита. Вся масса состоит из криптокристаллического агрегата, бесструктурная мелкозернистая масса, количество магнетита уменьшилось до 5—10%, масса плотная нераскристаллизованная.

Рентгеновские данные показали принадлежность криптокристаллической массы к форстериту с примесью энстатита. Обр. 1350 (до опыта) — серпентинит аподиабазовый. Серпентин двух генераций: 1 — петельчатый хризотил (около 55%), 2 — пластинчатый антигорит (около 25—30%). По породе развит брусит (порядка 10%). Вторичный магнетит (пылевидный) располагается цепочками и образует тонкие прожилки. Обр. 1350 (после опыта) — форстерит, примесь энстатита. Вся масса состоит из криптокристаллического агрегата. Сохранилась в целом петельчатая структура, на отдельных участках петли заполнены магнетитом, остальное занято тонкозернистой массой серого и бронзово-серого цвета. Рентгеновские данные показали принадлеж-

ность кристаллической массы к форстериту со следами эстатита.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что давление существенно не влияет на процесс дегидратации серпентинитов, решающая роль принадлежит температуре и под воздействием температурных факторов процесс дегидратации протекает легко и в широком диапазоне температур.

Дегидратация для различных видов серпентина проходит при разных температурах, а полная перестройка их структуры с образованием кристаллической фазы оливина — при  $780-820^{\circ}\text{C}$  [12, 14 и др.]. Процесс дегидратации регулируется, кроме того, составом минерализаторов, участвующих в ходе реакции и оказывающих на нее каталитическое воздействие [11]. Наиболее интенсивно и полно процесс дегидратации проходит в присутствии щелочей. Главным продуктом при этом всегда является оливин, количество которого при полном преобразовании серпентинита достигает в сильно щелочной среде 99%.

Полученные результаты на разных установках нами и авторами работ [11] имеют хорошее сходство. Из исходного материала серпентинита, после воздействия давления и температуры образуется вторичный искусственный оливин.

Экспериментальные исследования позволили оценить условия, при которых протекает десерпентинизация. Она в основном идет в интервале  $500-700^{\circ}\text{C}$ . Однако по экспериментальным данным авторов работ [13], десерпентинизация, которая протекает по реакции:



может протекать не ниже  $1200^{\circ}\text{C}$ . Эта цифра подтверждается более поздними работами (при нагревании хризотила) и образование парагенезиса форстерит+эстатит оценивается в интервале  $1100-1300^{\circ}\text{C}$  [15]. Однако при наших исследованиях перегенезис форстерит+эстатит появляется при более низких температурах —  $800-900^{\circ}\text{C}$ , что, по-видимому, обусловлено влиянием высокого давления ( $6 \cdot 10^8 \text{ Па}$ ).

Вышеперечисленные литературные данные и результаты наших исследований дают основание предполагать о возможности существования серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов на больших глубинах земной коры, вплоть до границы Мохо. Такие предположения были сделаны ранее авторами работ [3, 5 и др.] для земной коры Малого Кавказа.

Кроме петрофизических исследований, как следует из приведенных нами результатов, были выявлены также изменения упругих свойств, объема и плотности при различных термодинамических условиях, до и после дегидратации серпентинитов.

Полученные результаты по упругим и плотностным характеристикам, а также по объемным изменениям, которые доходят до 30% в процессе дегидратации, дают основание предполагать, что сейсмические явления на территории Малого Кавказа могут быть связаны не только с протрузивным внедрением серпентинизированных масс из больших глубин в земную кору, но и с процессами дегидратации серпентинизированных массивов горных пород.

Известным фактом является приуроченность сейсмических очагов землетрясений как к офиолитовым поясам, так и их прибортовым частям.

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՍԵՐՊԵՆՏԻՆԻՏՆԵՐԻ ԱՌԱՋԳԱԿԱՆ, ԽՏՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՖԻԶԻԿԱԿԱՆ ՀԱՏԿՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ ԲԱՐՉՐ ՃՆՇՈՒՄՆԵՐԻ ԵՎ ԶԵՐՄԱՍՏԻՃԱՆՆԵՐԻ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐՈՒՄ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում ներկայացված են Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների սերպենտինիտների առաձգական հատկությունների և խտության փոփոխությունները բարձր ճնշման ( $P=6 \cdot 10^8$  պասկալ) և ջերմաստիճանի ( $T=900^\circ\text{C}$ ) պայմաններում: Բացահայտված է, որ սերպենտինիտների ջրազրկումն ընթանում է  $500^\circ-700^\circ\text{C}$  պայմաններում և կախված է մի քանի գործոններից (սերպենտինի տարատեսակից, կառուցվածքային առանձնահատկություններից և այլն):

Ջերմային անալիզի և մեր ուսումնասիրությունների ջերմաստիճանային միջակայքերը լիովին համընկնում են: Սերպենտինիտներում ծավալի և խտության թռիչքաձև փոփոխությունները կարող են պատճառ հանդիսանալ երկրակեղևում ակնթարթային պրոցեսների առաջացման համար:

A. V. HAROUTIUNIAN, A. A. BDOYAN

THE MINOR CAUCASUS SERPENTINITES ELASTICITY, DENSITY AND PETROPHYSICAL PROPERTIES AT HIGH PRESSURES AND TEMPERATURES

A b s t r a c t

The Minor Caucasus ophiolite belts serpentinites elasticity and density properties investigations results at high pressures ( $P=6 \cdot 10^8$  Pa) and temperatures ( $T=900^\circ\text{C}$ ) are brought in this paper. The serpentinites dehydration is established to take place in a wide temperature interval ( $500-700^\circ\text{C}$ ), which depends on several factors (the serpentine varieties, their structural peculiarities e. t. c.). A good comparability is obtained with the thermal analysis data. The serpentinites samples volume and density spasmodic changes during dehydration give a ground to suppose these changes to cause momentary processes in the Earth's crust.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Արությունյան Ա. Վ. Некоторые результаты исследований скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 кб.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1974, № 5, с. 83—92
2. Արությունյան Ա. Վ.—Особенности влияния водонасыщенности на скорость продольных волн в различных горных породах офиолитовых поясов Армении.—ДАН АрмССР т. 65 № 3 1977, с. 161—165.
3. Ասլանյան Ա. Դ., Վոլարովիչ Մ. Ս., Արությունյան Ա. Վ.—О составе, строении и упругих характеристиках земной коры и верхней мантии на территории Армении. ДАН АрмССР, т. 61 № 3, 1975, с. 152—159.
4. Ասլանյան Ա. Դ., Վոլարովիչ Մ. Ս., Արությունյան Ա. Վ. и др.—Исследование скоростей упругих волн в базитах и ультрабазитах Армении при высоких давлениях.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1976 № 2, с. 30—38
5. Ասլանյան Ա. Դ., Արությունյան Ա. Վ., Վոլարովիչ Մ. Ս., Левыкин А. И.—Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и срединно-океанских структур литосферы. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5 1976, с. 3—12.
6. Ասլանյան Ա. Դ., Сатнан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5, с. 13—26.

7. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Исследование упругих свойств, плотности и сжимаемости серпентинитов Армении при высоких давлениях. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1979, с. 3—14.
8. Асланян А. Т. Основные черты геологического развития Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 3—21.
9. Асланян А. Т., Арутюнян А. В.—Глубинное строение, состав и некоторые процессы в недрах Земли в свете исследований физико-механических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах.—В кн.: «Моделирование земной коры территории Армении с помощью экспериментального изучения петрофизических свойств горных пород». Межвузовский тематический сборник научных трудов ЕрПИ, Ереван, 1986, с. 12—21.
10. Вегуни А. Т., Бдоян А. А.—Исследование свойств горных пород при фазовых превращениях ультразвуковым методом в условиях высоких давлений и температур. Тезисы докладов XI Международной конференции МАРИВД. Киев 1987.
11. Велинский В. В., Банников О. Л.—Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск. «Наука» 1986, 101 с.
12. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.—Породообразующие минералы, т. 1. III.—М. Мир, 1966а, —316 с.
13. Курода И., Мацухиси И.—О кристаллической структуре оливина.—В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии т. 2, М., Наука, 1970, с. 169—181.
14. Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснев Ф. П. и др.—Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.—Новосибирск, Наука, 1973. 320с.
15. Helena S., Kejji Y.—Thermal transformation of chrysotile studied by high resolution electron microscopy.—Clays and Clay miner. 1979. v. 27, № 3, p. 161—174.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XL1, № 3, 39—46, 1988

УДК:552:50.834

Г. М. АВЧЯН, Л. ГЕНГЕМАН, Г. В. МАРКОСЯН

## АНИЗОТРОПИЯ СКОРОСТИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В статье рассматривается анизотропия упругих волн в горных породах, обусловленная палеомагнитной слоистостью, образованной под направляющим воздействием магнитного поля Земли.

В работе авторов [1] было показано, что на формирование структуры пород существенное влияние оказывает магнитное поле Земли эпохи их образования.

Под действием геомагнитного поля как в осадочных, так и в магматических породах образуются «слои», обусловленные ориентирующим действием геомагнитного поля как при осаждении частиц в водных бассейнах, так и при кристаллизации магмы и при магнитоотрицании ферромагнетиков в процессе намагничивания.

Кроме горизонтальной (гравитационной) (г) слоистости, в породах образуются также слои по трем взаимно перпендикулярным направлениям, названным нами «гравимагнитными» (гм) и «магнитными» (м) слоями или в совокупности «палеомагнитной слоистостью» среды.

Гравимагнитные слои перпендикулярны направлению полного вектора геомагнитного поля эпохи образования пород, наклонены относительно горизонтальной плоскости под углом  $90-j$ , где  $j$ —наклонение геомагнитного поля эпохи образования пород.

Магнитные слои параллельны вектору геомагнитного поля. Если плоскости магнитных слоев составляют угол  $j$  с горизонтальной плоскостью, то эта слоистость названа нами магнитной слоистостью I вида. Магнитные слои II вида параллельны магнитному меридиану древнего геомагнитного поля и составляют угол  $90^\circ$  относительно горизонтальной плоскости. Азимут простирания гравимагнитной и магнитной слоистости I вида относительно меридиана древнего геомагнитного поля равен  $D'=90^\circ$ , а магнитной слоистости II вида  $D'=0$  (рис. 1).

Наличие в породе палеомагнитной слоистости предопределяет анизотропию физических свойств. При этом значение физического пара-