

8. Книппер А. Л. —Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). Тр. ГИН АН СССР, М.: 1975, вып. 267, 297 с.
9. Ковалев А. А., Карякин Ю. В. Состояние проблемы строения и эволюции островных дуг и связи с ними месторождений полезных ископаемых. Обзор. общ. и рег. геол., геол. картирования, ВИЭМС, 1977, 36 с.
10. Лордкипанидзе М. Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса: Автореф. докт. диссертации, ГИН АН ГрузССР, Тбилиси, 1986, 48 с.
11. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (Абовян С. Б., Агамалян В. А., Асланян А. Т. и др. Отв. ред Н. Г. Магакьян). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1980. 331 с.
12. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Асланян А. Т., Гулян Э. Х., Егоров О. С., Паланджян С. А. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении.—Геохимия, 1974, № 3, с. 365—379
13. Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Мартиросян Л. Н. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. М.: ВИНТИ, 1977. 41 с.
14. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984. 195 с.
15. Соколов С. Д. Олисторомовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
16. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии, М 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.
17. Твалчрелидзе Г. А., Панцулая В. В. Новые принципы металлогенетического районирования Кавказа.—В кн.: Геология и технология минерального сырья Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1982, с. 9—35.

Известия АН Арм.ССР. Науки о Земле, XL, № 1, 9—16, 1987

УДК: 552.3: 551.24 (479.25)

А. Т. АСЛАНЯН, М. А. САТИАН, А. Х. МНАЦАКАНЯН, Г. А. ХАНЗАДЯН ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ШАРОВЫЕ ЛАВЫ ВЕДИНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

В разрезе офиолитовой серии Вединской зоны выявлены два горизонта высокомагнезиальных шаровых лав: низщелочные пикродолериты с 22—19% MgO и щелочные пикробазальты с 11% MgO. Первые характеризуют высокую степень плавления мантийного вещества ($T_{лик} = 1220—1400^\circ$).

Рассмотрены тектонические условия возникновения зон растяжения субплатформенного основания и излияния высокомагнезиальных лав и проведено сопоставление с их аналогами на Кипре.

Исключительная редкость высокомагнезиальных шаровых лав в офиолитовых разрезах Средиземноморья и Передней Азии и их высокая значимость для петролого-тектонических реконструкций определяют интерес к находкам пикродолеритов и пикробазальтов в Вединской офиолитовой зоне.

Высокомагнезиальные шаровые лавы пикродолеритов, обнаруженные по левобережью в среднем течении р. Кюсуз (рис. 1), прослеживаются на протяжении не менее 3 км при мощности до 20—30 м. Вмещающие их отложения кремнисто-вулканогенной формации дислоцированы разрывными нарушениями, разрез ее разобран на ряд блоков. Пикродолериты находятся в опрокинутом залегании. Подстилающие (в опрокинутом разрезе их перекрывающие) микритовые перемятые розовые и светло-серые тонкослоистые известняки имеют падение ЮВ $110^\circ < 25^\circ$. Контакт их с брекчией закалки пикробазальтового состава носит явные признаки разрыхления известняков и формирования горной муки, свойственной зонам термального на них воздействия.

Горизонт шаровых пикродолеритов складывается преимущественно оливково-темно-зелеными породами, относимыми к брекчией закалки, в массе которой здесь и там беспорядочно размещены черные шаровые обособления и обрывки шаров пикродолеритов, составляющие не более

30% от всей породы. Размер шаровых обособлений в диаметре достигает 30—40 см, в разрезе некоторых из шаров отчетливо обособляется более крепкое и свежее ядро ($d \sim 5-10$ см), промежуточная менее крепкая серпентинизированная часть и внешняя сфера с более стекловатой и трещиноватой поверхностной коркой.

В верхней части разреза выявляется пачка темносеровато-коричневых трахитовых туфов, мощностью до 1,7 м, лито-витро-кристаллокластических, тонкослонистых с пропластками радиоляритов с градационной слоистостью. К-Аг датировки туфов дают цифры в 94—120 млн. лет. Горизонт пикродолеритовых лав перекрывается тонкослонистыми красными известковистыми силицитами. В этой части разреза нередко также силлы и потоки (?) габбро-диабазов¹, линзы крупносреднезернистых рыхлых доломитов, чередующихся с желтыми и бурыми силицитами, обладающими глобулярным строением.

Наконец, следует отметить еще две маркирующие пачки голубовато-серых вулканокластов, мощностью до 3 м каждая, которые размещены стратиграфически выше красных силицитов и обычно разобщены тонкослонистыми микритовыми известняками. Состав вулканокластов весьма своеобразен низкой кремнеземистостью (41%) и высокой калиевой щелочностью (4%).

Второй горизонт высокомагнезиальных лав обнаружен по правобережью долины Веди, в верховьях поперечных долине оврагов, в 1,5—2 км севернее и северо-восточнее развалин с. Азизкенд (рис. 1). Лавы

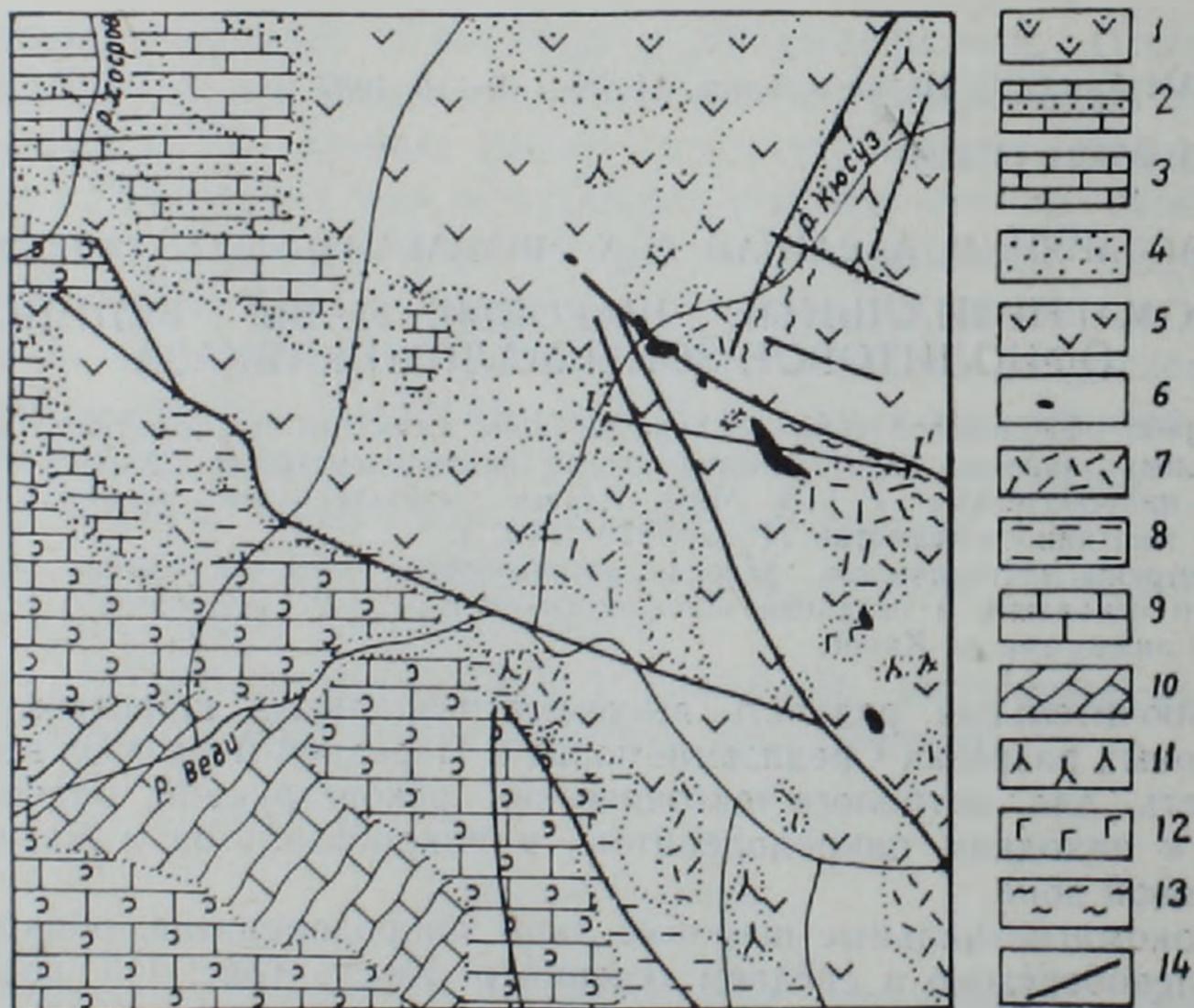


Рис. 1. Схематическая геологическая карта верховья басс. р. Веди. 1. Лавы. Плиоцен. 2. Флишондная толща. Даний-палеоцен. 3. Микритовые известняки. Верхний сантон—верхний сенон. 4. Граувакковая толща, офиолитокластическая. Верхний коньяк—нижний сантон. 5. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая толща офиолитовой серии. Альб—нижний коньяк. 6. Крупные выходы шаровых лав пикродолеритов и пикробазальтов. 7. Туфовые трубки андезитового состава. 8. Мергельная свита. Нижний коньяк. 9. Известняковая толща. Сенومان-турон. 10. Известняковая толща. Пермь-нижний триас. 11. Ультрабазиты серпентинизированные (гарцбургиты и др.). 12. Габбро. 13. Зона рассланцевания. 14. Разломы.

¹ По-видимому, именно внутри данной группы пород установлены субвулканические тела высокомагнезиальных оливин-клинопироксеновых габбро, которые упоминаются Г. С. Закарнадзе с соавторами [4].

темно-серого цвета с шаровидной, местами типично шаровой отдельностью. Размер шаров достигает в диаметре 1,5—1,7 м.

Внутренняя концентрическая структура шаров очень слабо заметна, либо отсутствует. Матрикс преобладает над шаровыми обособлениями, по строению это гналокластиты, сильно серпентинизированные. Поля их сопровождаются развитием на склонах оползней. Мощность горизонта шаровых пикробазальтов достигает 50—70 м.

Пикробазальты несогласно залегают над мощными тонкослоистыми микритовыми известняками и известковистыми силицитами, причем можно видеть признаки вспахивания их вышележащими пикробазальтами и включения в подошву пикробазальтов, которые тектонически размещены над ними, представляя внутриформационную покровную пластину, скорее гравитационного происхождения. Из структурных построений предполагается, что первый горизонт пикродолеритов занимает в разрезе кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации более высокое положение, чем второй горизонт—пикробазальтов.

Перейдем к краткой петрохимической характеристике высокомагнезиальных шаровых лав.

Высокомагнезиальные лавы первого горизонта относятся к пикродолеритам (троктолитодолеритам) и пикробазальтам. Микроструктуры их варьируют от полнокристаллических панидиоморфнозернистых или порфирированных в центральных частях лавовых потоков до резкопорфирированных с гналиновой основной массой в периферических зонах шаров и в гналокластическом матриксе. Соответственно увеличивается трещиноватость пород, замещенность оливина иддингситом и серпофитом. Шары пикродолеритов резко обособляются от матрикса своим черным цветом, массивным сложением и большей крепостью.

Разности с панидиоморфнозернистой структурой несут следы равновесной кристаллизации в условиях сравнительно медленного охлаждения и характеризуются примерно равной степенью идиоморфизма трех главных минералов—оливина (40—45%), плагиноклаза (35—40%) и авгита (15—25%). Участками наблюдаются переходы к пойкилофитовой структуре с появлением вростков оливина в крупных индивидах клинопироксена. В виде призматических выделений или агрегатов, замещающих клинопироксен, присутствует бурая роговая обманка. В интерстициях отмечаются агрегаты цеолитов.

Разности с порфирированной структурой кристаллизовались в два этапа и содержат крупные одиночные идиоморфные фенокристаллы оливина или их гломеросростки на фоне тонкокристаллической плагиноклаз-клинопироксеновой основной массы. Количественное содержание оливина и плагиноклаза в этих разностях возрастает, доходя до 45—50% и 40—45% соответственно; количество клинопироксена сокращается до 5—6% и появляется интерстициальный серпофит (1—3%). Для основной массы характерна вариолитовая микроструктура с образованием сноповидных, веерообразных агрегатов резко удлиненных кристаллов плагиноклаза, в промежутках между которыми располагаются мелкие зерна клинопироксена, реже магнетита.

Матрикс—закалочная брекчия оливково-зеленого, охристо-зеленого, голубовато-зеленого цвета, сложенная пикробазальтами с резко выраженным порфирированным сложением и гналиновой основной массой. Единственной фазой фенокристаллов в них является оливин (40—45%), нацело преобразованный в серпофит-иддингситовый агрегат. Оливин погружен в буроватую, ярко окрашенную апогналиновую массу тонкоагрегатного или чешуйчато-волокнистого строения, состоящую из гидрослюдистого минерала типа иддингсита. Эта масса пропитана гидроокислами железа и на отдельных участках становится полупрозрачной, особенно вокруг фенокристаллов оливина.

Во втором горизонте развиты пикробазальты, которые характеризуются афировой или спорадофировой, мелкозернистой, вариолитовой микроструктурой. Резко сокращается в них количество вкрапленников оливина, и состав преимущественно плагиноклаз-клинопироксеновый.

Микроструктурные особенности описываемых лав обоих горизонтов свидетельствуют о ранней кристаллизации оливина в качестве фазы, избыточной против плагиоклаз-пироксеновой котектики. На позднемагматической стадии в центральных частях шаров наиболее мощных лавовых тел первого горизонта, где еще сохраняется флюидная фаза, развивается первичная роговая обманка. Послемагматический минеральный комплекс представлен цеолитами, идингситом, серпофитом, актинолитом.

Вкрапленники оливина (табл. 1) характеризуются высоким содержанием форстеритовой молекулы ($f=0,16-0,17$), низкой кальциево-стью и глиноземистостью. Клинопироксены относятся к диопсид-сали-там ($Wo_{46-44} En_{41-42} Fs_{13-14}$) с пониженной железистостью ($f=0,24-0,25$) и к авгитам ($Wo_{45} En_{38-39} Fs_{17-16}$) с более высоким содержанием железа ($f=0,29-0,31$), титана и алюминия. Состав первично-магма-тической роговой обманки близок к эдениту по высокому содержанию SiO_2 , MgO и щелочей. Повышенное содержание титана в авгите, эденитовый состав роговой обманки, а также отсутствие в минераль-ном парагенезисе ортопироксена указывают на субщелочной уклон вмещающих пород и сравнительно высокое парциальное давление флюида.

Таблица 1

Химический состав темноцветных породообразующих минералов из высокомагнезиальных пикродолеритов и пикробазальтов Вединской офиолитовой зоны

№№ обр.	Оливин		Клинопироксен				Роговая обманка		
	135	2	135	135а	1	1а	135б	135в	135г
SiO_2	39,55	38,86	50,16	52,02	48,91	48,48	47,44	45,28	45,10
TiO_2	—	0,01	0,90	0,38	1,49	1,37	1,59	2,34	2,63
Al_2O_3	0,08	0,06	1,68	1,62	4,30	4,27	5,52	7,18	7,40
ΣFeO	15,31	15,66	7,33	7,69	9,41	10,04	8,50	9,75	9,77
MnO	0,18	0,22	0,24	0,52	0,20	0,21	0,15	0,11	0,19
MgO	41,25	43,87	14,09	13,99	13,14	12,68	17,80	10,31	15,96
CaO	0,32	0,31	20,62	21,69	21,06	20,70	10,30	16,47	10,37
Na_2O	0,03	0,02	0,34	0,74	0,43	0,50	3,19	3,46	3,30
K_2O	—	0,01	0,01	—	—	0,03	0,07	0,31	0,33
NiO	0,30	—	0,08	—	0,06	0,08	0,04	0,10	0,05
Cr_2O_3	—	—	0,26	—	0,11	0,13	—	0,13	0,03
Σ	100,02	99,37	98,70	98,69	99,14	98,49	94,59	95,44	96,13
f	0,16	0,17	0,25	0,24	0,29	0,31	0,21	0,48	0,35

Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микроанализаторе *Самбох*; аналитик В. Н. Королюк. Место отбора—левобержье ср. течения р. Кюсуз.

Петрохимические пересчеты составов высокомагнезиальных лав (табл. 2) выполнены на безводной основе: содержание воды, связанной с идингситизацией, цеолитизацией и хлоритизацией, достигает 4—12%. Химизм пород указывает на их принадлежность к низкоглиноземистому толентовому ряду, меланократовый облик и ненасыщенный SiO_2 гиперстеннормативный состав. По содержанию MgO , TiO_2 и суммы щелочей они подразделяются на две группы: 1) высокомагнезиальную, низкотитанистую и низкощелочную (анализы 1—4), приближающуюся к границе коматитовой и толентовой серий и 2) умеренномагнезиальную и высокотитанистую, с более высоким содержанием суммы щелочей (анализы 5, 6), отвечающую толентовому ряду. Выявляется также, что в изученной группе пород направленность вариаций SiO_2 и $Na_2O + K_2O$ совпадает, но темп возрастания суммы щелочей более резкий.

Химический состав лав пикродолеритов и пикробазальтов
офиолитовой серии Ведикской зоны

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,22	39,07	35,42	42,84	40,19	43,66
TiO ₂	0,37	0,50	0,46	0,59	1,08	1,39
Al ₂ O ₃	9,73	5,69	11,19	8,23	7,77	13,21
Fe ₂ O ₃	8,36	8,37	8,70	13,94	9,00	6,20
FeO	3,97	8,04	11,74	2,29	7,66	7,95
MnO	0,14	0,15	0,18	0,11	0,23	0,05
MgO	22,29	21,68	19,36	19,19	11,16	11,12
CaO	3,12	3,32	2,01	6,53	10,29	5,35
Na ₂ O	1,00	0,20	0,35	1,00	1,30	1,80
K ₂ O	0,08	0,26	0,10	0,20	0,40	0,40
H ₂ O	4,73	4,09	2,08	1,08	1,12	1,16
п.п.п.	8,60	8,10	8,90	4,54	10,46	8,03
P ₂ O ₅	—	0,23	0,05	—	0,11	0,18
Σ	100,61	99,70	100,54	100,54	100,77	100,50

Параметры по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	2,3	0,8	0,8	2,3	3,7	4,8
<i>c</i>	3,7	3,4	2,3	4,0	3,5	6,9
<i>b</i>	51,1	51,5	58,1	47,3	44,7	34,1
<i>s</i>	42,9	44,3	38,8	46,4	48,1	54,2
<i>f'</i>	21,3	28,6	30,8	28,2	35,1	40,5
<i>m'</i>	72,5	70,3	53,9	64,6	43,8	58,8
<i>c'</i>	—	1,1	—	7,2	21,1	—
<i>a'</i>	6,2	—	15,3	—	—	0,7
<i>n</i>	95,0	57,1	85,7	89,5	82,8	88,9
<i>t</i>	0,7	0,9	0,9	1,0	2,0	2,3
<i>φ</i>	13,7	13,7	12,2	23,7	17,7	16,7
<i>a/c</i>	0,6	0,2	0,3	0,6	1,1	0,7
<i>Q</i>	-22,5	-16,4	-26,3	-15	-14,7	-8,1

Нормативный состав по CIPW

<i>il</i>	0,76	1,06	0,91	1,21	2,28	2,88
<i>mt</i>	13,89	13,89	14,12	6,25	14,59	9,96
<i>ap</i>	—	0,67	—	—	0,34	0,34
<i>hem</i>	—	—	—	10,38	—	—
<i>or</i>	0,56	1,67	0,56	1,11	2,78	2,23
<i>ab</i>	9,96	2,10	3,15	8,91	12,58	16,78
<i>an</i>	17,52	15,85	11,13	18,36	15,58	28,09
<i>di</i> { <i>wo</i>	—	0,35	—	6,50	17,07	—
{ <i>en</i>	—	0,20	—	5,62	11,04	—
{ <i>fs</i>	—	0,13	—	—	4,85	—
<i>hy</i> { <i>en</i>	33,23	47,18	33,83	31,33	12,75	30,32
{ <i>fs</i>	0,13	2,64	10,82	7,32	0,53	7,91
<i>ol</i> { <i>fo</i>	21,25	9,99	14,07	—	5,21	—
{ <i>fa</i>	—	4,28	3,67	—	0,41	—
<i>cor</i>	2,75	—	7,75	—	—	0,51
<i>q</i>	—	—	—	—	—	1,02
MgO	0,84	0,77	0,69	0,80	0,63	0,65
MgO+FeO+						
Fe ₂ O ₃	0,15	0,10	0,16	0,14	0,17	0,30
<i>al'</i>						

Анализы выполнены в ИГи АН Арм. ССР З. Ш. Гаспарян

1—обр. 135—гидрокластит из периферической части шара; 2—обр. 85-с-в-пикродолерит из центральной части шара в лавовом потоке; 3—обр. 131—троктолитодолерит из центральной части потока; 4—обр. 135—троктолитобазальт из центральной части шара в лавовом потоке; 5—обр. 17а—пикробазальтит из потока; 6—обр. 5б—габбро-диабаз из потока.

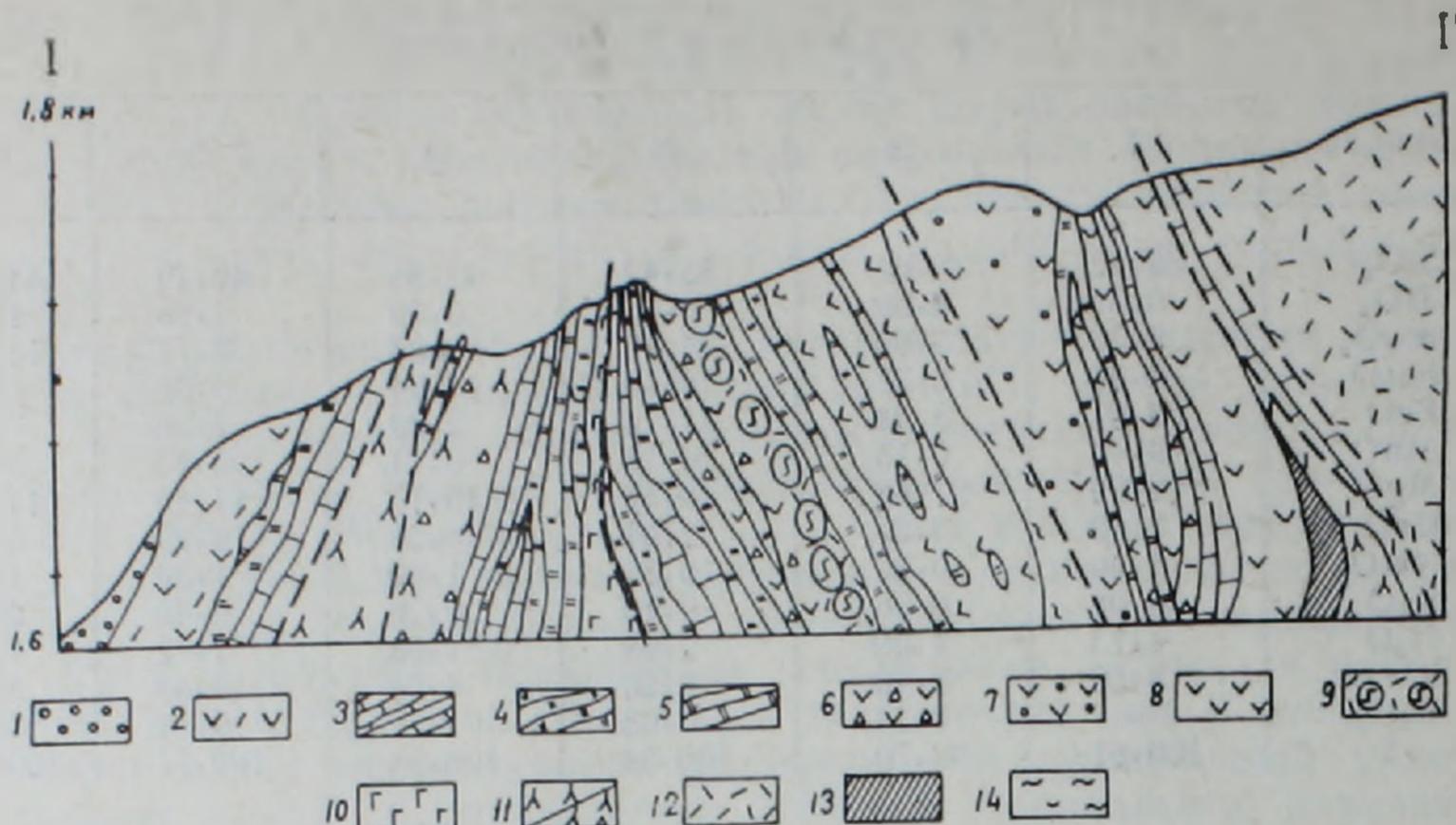


Рис. 2. Разрез, поперечный долине р. Кюсуз (среднее течение, левобережье). 1. Граувакковая толща офиолитокластическая. Верхний коньяк—нижний сантон. 2—9. Кремнисто-эффузивно-вулканокластическая формация офиолитовой серии. 2. Верхняя свита, базальтовые порфириты с линзами известняков, редко трахиты. 3—9. Нижняя свита. 3. Тонкослоистые перемятые известняки. 4. Тонкослоистые известковистые радиолариты, реже кремнистые турбидиты. 5. Кремни с глобулярной структурой, линзы доломитов. 6. Туфы, вулканические брекчии трахитов. 7. Мидалекаменные базальты. 8. Спилиты, спилитовые порфириты. 9. Шаровые лавы пикродолеритов. 10. Габбро. 11. а) Серпентиниты. б) Брекчия серпентинитов. 12. Породы гуфовых трубок андезитового состава. 13. Метасоматиты. 14. Зоны рассланцевания.

Таблица 3
Содержание микроэлементов в высокомагнезиальных лавах
Вединской офиолитовой зоны

	1	2	3	4	5	6	7
Ni	420	700	580	140	210	1223	—
Co	56	56	59	59	59	97	100
Ti	3640	2760	2220	8140	6480	1080	8640
V	290	220	280	110	170	92	—
Cr	760	1200	1200	530	650	1439	540
Zr	71	62	41	210	170	2	200
Nb	7,3	13	11	180	20	сл.	20
Sr	230	210	240	230	260	20	395
Ba	530	700	920	830	700	—	130
Ti/Cr	4,8	2,3	1,8	15,9	10	0,75	16
Ti/Zr	51,3	44,5	54,1	40,2	38,1	540	43,2

Количественно-спектральный анализ. Лаборатория ИГН АН АрмССР, на ДФС—13. Аналитик М. А. Мартиросян (№ № 1—5).

1—пикродолерит, шаровая лава, бассейн р. Кюсуз; 2—пикробазальт, брекчия закалки потока пикродолеритов, бассейн р. Кюсуз; 3—пикродолерит, центральная часть потока шаровой лавы, слабо серпентинизированной, бассейн р. Кюсуз; 4—5—пикродолерит, шаровая лава, правобережье верховья р. Веди. 6—пикрит витрофировый, шаровая лава, о. Кипр [8]; 7—пикробазальт, лава, Красное море [1].

Шаровые лавы высокомагнезиальных низкощелочных пикродолеритов (табл. 3, анализы 1—3) отличаются от умеренномагнезиальных пикробазальтов (анализы 4—5) высокими концентрациями Cr, Ni, V и низкими—Ti, Zr, Nb и Ti/Zr отношением. По концентрации Cr, Ni, Co выявляется промежуточное положение изученных пикродолеритов

между кипрскими пикритами и пикробазальтами Красного моря. С последними же весьма сходны умеренномагнезиальные пикробазальты Вединской офиолитовой зоны.

Основные выводы

1. По геологическому положению потоки пикродолеритов и пикробазальтов Вединской офиолитовой зоны принадлежат нижней, осадочно-пирокластической, свите кремнисто-эффузивно-вулканокластической формации офиолитовой серии [6].

2. Особенности состава: высокая магнезиальность вкрапленников оливина и вмещающих низкощелочных пикродолеритов, низкие значения коэффициента распределения Mg между оливином и породой ($K_{Dol/liq}^{Mg} = 1 - 1,05$) характеризуют высокую степень плавления мантийного вещества и соответствуют глубинным первичным расплавам. Не исключается однако частичная аккумуляция вкрапленников оливина. Умеренномагнезиальные пикробазальты можно рассматривать как продукт частичного плавления и эволюции расплавов в сторону более лейкократовых и щелочных составов.

3. Подъем мантийных выплавов мог происходить путем внедрения в открытые промежуточные камеры, в которых в связи с падением температуры начиналась кристаллизация избыточного против пироксен-плагноклазовой котектики оливина. Интрателлурический характер вкрапленников последнего и их равновесные соотношения с основной массой позволяют по геотермометру [3] оценить $T_{лик} = 1400 - 1220^\circ$, $T_{сол} = 1220 - 1000^\circ$. Минимальная температура установления равновесия между кристаллами оливина и клинопироксена при величине $K_{Dol/cpx}^{Ni} = 3,75$ отвечает по графику [9] 1050° , между кристаллами клинопироксена и амфибола по графику [5] $850 - 900^\circ$.

4. Тектонические условия, приведшие к подъему мантийного расплава, определялись вначале фазой масштабного растяжения, сменившегося сжатием и подъемом внедрившихся расплавов к поверхности морского дна. С этой фазой компрессии были связаны взрывы высокощелочных продуктов, слагающих маркирующий горизонт туфов и последующие потоки высококальциевых базальтов.

5. При корреляции с офиолитовыми разрезами Кипра, Бассита и Омана, где имеются проявления высокомагнезиальных лав и даек [7, 8, 10], выясняется их тяготение к областям субплатформенного развития на доофиолитовом этапе. Деструкции континентальной коры в позднем триасе завершились в юрско-раннемеловое время, за некоторыми исключениями, стабилизацией и воссозданием континентальной коры. Высокомагнезиальные вулканиты обозначают альб-позднемеловой этап крупнейших деструкций континентальной коры и формирования офиолитовых трогов. Вединская офиолитовая зона имеет сходные черты тектонического развития на доофиолитовом этапе (первые деструкции континентальной коры относятся к лейасу). Однако для этой зоны показательны: малые объемы ультрабазитов, доминирование габброидов «верхнего уровня», отсутствие sheeted-комплекса преобладание высокотитанистых щелочных базальтов, появление в верхах разреза трахитов, ведущая роль микритовых известняков относительно кремнистых пород. Все это указывает на условия ограниченного рифтогенеза континентальной коры без заметного проявления начального спрединга (отсутствие толентов типа COX, металлоносных силицитов и т. д.).

Авторы благодарят за содействие в исследовании В. В. Вединского (ИГиГ СО АН СССР), Г. П. Багдасаряна, М. Я. Мартиросяна, Ж. С. Вартазарян, З. Ш. Гаспарян (ИГН АН АрмССР).

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՎԵԳՈՒ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԶՈՆԱՅԻ ՄԱԳՆԵՒՈՒՄԻ ԲԱՐՁՐ
ՊԱՐՈՒՆԱԿՈՒԹՅՈՒՆ ՈՐՆՅՈՂ ԳՆԴԱԶԵՎ ԼԱՎԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ս մ

Վեդու զոնայի օֆիոլիտային սերիայի կտրվածքում ի հայտ են բերված մագնիումի բարձր պարունակություն ունեցող գնդաձև լավաների երկու հորիզոն՝ յաժր ալկալայնության պիկրոդոլերիտներ, որոնց մեջ մագնիումի օքսիդը կազմում է 22—19 տոկոս և ալկալային պիկրոբազալտներ՝ մագնիումի օքսիդի 11 տոկոս պարունակությամբ:

Քննարկված են ենթապլատֆորմային հիմքում ձգման զոնաների առաջացման և վերոհիշյալ լավաների սրտավիժման տեկտոնական պայմանները, ինչպես նաև բերված է դրանց և Կիպրոսում տարածված նման առաջացումների համեմատական բնութագիրը:

A. T. ASLANIAN, M. A. SATIAN, A. Kh. MNATSAKANIAN, H. A. KHANZADIAN

HIGH-Mg PILLOW LAVAS OF THE MINOR CAUCASUS VEDI
OPHIOLITE ZONE

A b s t r a c t

Two horizons of high-Mg pillow lavas are revealed in the Vedi zone ophiolite series: low-alkaline picrodolerites with 22—19 % MgO and alkaline picrobasalts with 11 % MgO. The first ones characterize a high degree of mantle substance melting ($T_{liq}=1220^{\circ}-1400^{\circ}\text{C}$).

Tectonic conditions of the subplatform basement extension zones formation and high-Mg lavas eruption are considered as well as they are compared with their Cyprus analogues.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск: Изд. Наука, 1985. 191 с.
2. Асланян А. Т., Сатян М. А., Ханзадян Г. А. Высокомагнезиальные шаровые лавы офиолитовой серии Вединской зоны Малого Кавказа.—В кн.: Тез. докл. III семинара «Геодинамика Кавказа». Ереван: Изд. АН АрмССР, 1986, с. 74.
3. Ваганов В. И., Кузнецов И. Е. Определение температуры кристаллизации оливины ультраосновных и основных пород.—В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976, с. 142—155.
4. Закариадзе Г. С., Книппер А. Л., Соболев А. Б., Цомерян О. П., Дмитриев Л. В., Вишневская В. С., Колесов Г. М. Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа—В кн.: Океанический магматизм—эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с. 218—241.
5. Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С. Дифференциация базальтовой магмы в глубинных коровых очагах в связи с формированием горнблендитов и родственных им пород (на примере Малого Кавказа).—В кн.: I Международный геохимический конгресс, том I, Магматические процессы. М.: Мир, 1972, с. 556—581.
6. Сатян М. А. Позднемеловый литогенез офиолитовых зон Армянской ССР (Малый Кавказ). Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979. 170 с.
7. Desmons J., Delaloye M., Desmet A., Gagny C., Rocci G., Voldet P. Trace and rare earth element abundances in Troodos lavas and sheeted dikes, Cyprus. „Ofioliti“, v. 5, № 1, 1980, p.p. 35—36.
8. Gass J. Ultrabasic pillow lavas from Cyprus. „Geol. Mag.“ v. XCV, № 3, 1958, p.p. 241—251.
9. Ilkkl T. A., Wright Th. L. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. „Geoch. et Cosmoch. Acta“, v. 31, № 1, 1967, p.p. 877—884.
10. Smewing J. D. Regional setting and petrological characteristics of the Oman ophiolite in North Oman. „Ofioliti“, Tethyan ophiolites, v. 2, Eastern area, sp. issue, 1980, p.p. 335—378.