

ОСТРОВОДУЖНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН АРМЕНИИ

© 2007 г. Г.А. Казарян

Институт геологических наук НАН РА
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

E-mail: hrshah@sci.am

Поступила в редакцию 07.02.2007 г.

На активном краю Евразийской континентальной плиты в верхняя юра-нижнемеловое время на глубоко эродированной поверхности офиолитов развивалась примитивная островная дуга с толеит-трахибазальтовой серией вулканитов (мощн. 1 0-1 2 км), состоящая из двух комплексов – контрастно-дифференцированного толеит-плагиориолитового и нормально дифференцированного трахибазальт-трахиандезит-трахитового. В современном геологическом срезе региона палеоостровная дуга в виде Севано-Акеринской офиолитовой зоны в системе Альпийско-Гималайского складчатого пояса составляет северо-восточный край Армянского нагорья.

Примитивная островная дуга, сложенная в основном вулканитами верхней юры-нижнего мела, протягивается от верховьев р. Ахурян до Соткского перевала на расстоянии 200 км при ширине 12-15 км. Она заложена на офиолитовой плите, обдуцированной на южный активный край Русской платформы, который представляет относительно древнюю развитую островную дугу.

Геологическое положение и петрографические особенности вулканитов толеит-трахибазальтовой серии меловой примитивной островодужной системы рассмотрены в работах: С.Б. Абовяна (1970), Р.Т. Джрбашяна и др. (1996), Г.С. Закариадзе и др. (1978), Г.А. Казаряна (1980, 1981, 1992, 1994), А.Л. Книппера (1975), М.Г. Ломизе (1972), А.Х. Мнацаканян (1970), С.А. Паланджяна и др. (1977), К.Н. Паффенгольца (1934), М.А. Сатигна (1979), С.Д. Соколова (1977) и других.

В связи с послеостроводужным тектоническим развитием региона, а также неравномерным размывом перекрывающих вулканогенную толщу пород последние на местности образуют разрозненные выходы. Наиболее крупные выходы островодужной вулканогенной толщи с полным развитием ее составляющих установлены в Севанском хребте. В северо-западной части этой структуры выходы вулканогенной толщи установлены в долине р. Дзкнагет, горном массиве Чах-Чах (Базумский хребет), верховьях р. Ахурян (Меграшатский хребет).

Вединская офиолитовая зона с послеофиолитовыми островодужными верхняя юра-нижнемеловыми вулканитами, по нашим материалам (Казарян, 2006) и данным других авторов (Адамян и др., 1981; Книппер и др., 1976; Ломизе, 1971), представляет надвиговую пластину, оторванную от примитивно-островодужного сооружения и перемещенную с северо-востока на юго-запад и обнаженную в верховьях р. Веди на площади 200-220 км². Значительная часть этой зоны погребена под неоген-четвертичными осадками Араратской долины, вскрыта буровыми работами на следующих глубинах: Октемберян-1 – 3350-4230 м, Баграван-1 – 2910-3940 м.

По нашим данным (Казарян, 1992, 1994), в офиолитовых зонах вулканогенная толща верхняя юра-нижнемелового возраста мощностью до 1 км несогласно, с базальными конгломератами

в основании перекрывает интрузивы офиолитов, между которыми также фиксируется разрыв в радиологической датировке пород (табл. 1, рис. 1).

Субмаринная вулканогенная толща толеит-трахибазальтовой серии состоит из пород нижнего низкокалийевого контрастно дифференцированного толеит-плагиориолитового (КТПР) и верхнего последовательно-дифференцированного трахибазальт-трахитового (ТБТ) комплексов. Севанская офиолитовая зона, ограниченная двумя продольными региональными разломами, осложнена поперечными нарушениями, и современное залегание послеофиолитовых вулканитов обусловлено их положением относительно созданной блоковой “клавишной” структуры. Породы КТПР комплекса (мощностью 600-650 м) совместно с подстилающими, уцелевшими от размыва мафит-ультрамафитами офиолитового разреза занимают опущенные блоки (Соткское, Тигранабердское месторождения, ур. Сараландж. р-н с Арпунк). В Севанской зоне КТПР комплекс завершается лавами диабазовых порфиров, потоками, экструзиями, пирокластическими образованиями плагиориолитов, выявленными нами в 3.5 км к северу от с. Арпунк и в Тигранабердском месторождении, а также многочисленными субвулканическими интрузивами и дайками плагиориолитов и плагиогранитов. В 2.0 км к СВ от с. Кахакн, в междуречье Спитак и Гомшадзор в толще шарсвых и плотных потоков диабазов, гиа-локластитов участвуют двупироксеновые базальтовые андезиты (мощн. 25-30 м). На Севанском хребте с лавовыми потоками КТПР комплекса спорадично переслаиваются маломощные пласты (5-6 до 10 м) полимиктовых конгломератов и песчаников, а также турбидитов, известняков, редко кремнистых осадков.

На горном массиве Чах-Чах (Базумский хребет), на котором акте с интенсивно тектонизированным протрузивом гарцбургитов верхняя юра-нижнемеловая толща вулканитов представлена многочисленными потоками шаровых лав, базальтов и базальтовых андезитов (мощн. 25-30 м) и пластов известково-кремнистых осадков и радиоляритов.

На Меграшатском хребте (истоки р. Касах, Амасийский р-н) на размытой поверхности протрузивных гарцбургитов залегают известняки

Радиологический возраст магматитов офиолитовых зон Армении

№	Номер образ-ца	Название породы или минерала и место взятия	Содерж-калия в %	^{40}K $г/г\ 10^{-6}$	% ради-огенного аргона ^{40}Ar	^{40}Ar $см^3\ г/г\ 10^{-6}$	^{40}Ar $г/г\ 10^{-9}$	^{40}Ar $^{40}\text{K}\ 10^{-3}$	Возраст, млн лет	Среднее значение возраста, млн лет
		Примитивно-островодужная толеит-трахибазальтовая серия Контрастный толеит-плагиориолитовый комплекс Севанская офиолитовая зона								
1.	2543 ^a	Плагиогранит, р-н с Кахакн	0.44 "	0.52	15.0 13.1	2.00 2.04	3.58 3.64	6.82 6.93	113.7 115.5	114.6± 0.9
		Вединская офиолитовая зона								
2.	3215 ^a	Диабаз, р-н развалин с Азизкенд	0.30 "	0.36	11.0 13.0	1.35 1.35	2.41 2.40	6.73 6.73	112.3 112.1	112.2± 0.1
		Трахибазальт-трахитовый комплекс Севанская офиолитовая зона								
3.	2997	Титанавгитовый трахи-базальт. дайка, р-н с Гегамасар	0.58 "	0.68	22.03 10.0	2.02 1.93	3.60 3.45	5.71 5.41	95.7 91.6	93.7± 2
4.	2818 ^a	Трахибазальт, р-н с Пагакн (верховье р. Касах)	3.02 "	3.6	45.0 44.8	10.66 10.97	19.08 19.65	5.90 5.46	89.0 91.6	90.3± 1.3
5.	3135 ^a	Титанавгит-керсутитовый трахибазальт в 40 км к З. от с. Джил (долина реки Хентук)	0.37 "	0.44	5.00 4.90	1.37 1.26	2.44 2.25	5.53 5.12	92.7 85.10	89.3± 3.4
		Вединская офиолитовая зона								
6.	2761 ^a	Оливиновый трахибазальт р-на развалин г. Урцагюх (устье р. Хосров)	1.55 "	1.81	40.2 25.0	4.7 4.34	8.39 7.74	4.64 4.28	78 72	75.0
		Габброидный комплекс офиолитовой серии Севанская офиолитовая зона								
7.	3160 ^a	Биотит кварц-к. п. шпат-плагиоклазового пегматита, верх. р. Тандзут	2.89 "	3.45	43.04 34.00	19.80 22.02	35.28 39.30	10.23 11.40	168.0 156.0	162± 6
		Вединская офиолитовая зона								
8.	3234 ^b	Плагиогранит, Каракертский массив в 10 км к СВ от с. Каракерт	0.38 "	0.45	15.0 12.0	2.95 2.33	4.03 4.15	3.89 9.15	146.9 151.0	149.4± 2.5

в. сенона и верхняя юра-нижнемеловая вулканогенная толща, состоящая из двух горизонтов: нижнего – потоки диабазов, базальтовых андезитов КТПР комплекса, пересеченные маломощными дайками и жилами плагиогранитов; верхнего – потоки трахибазальтов, базальтовых трахиандезитов, трахитов ТБТ комплекса с прослоями кремнистых осадков и радиоляритов.

В Вединской офиолитовой зоне породы КТПР комплекса, пересеченные дайками плагиориолитов и плагиогранитов, залегают на размытой поверхности офиолитовых габбро Каракертского и Црдутского массивов (Казарян, 1994).

Нижняя часть вулканитов КТПР комплекса сложена из многократно чередующихся потоков диабазов с широкой вариацией мощности. Обычно мощность отдельных потоков составляет 30-35 м, достигая в отдельных местах 70-80 м. Для этого горизонта характерно ограниченное развитие вулканогенно-обломочного материала, который, по нашим исследованиям, представляет шлаково-гялокластитовую подстилку потоков шаровых лав, одновременно слагающую и их фронтальную зону. Размерность шаров пиллоулав идеальной формы, варьирует от мельчайших до 20-25 см в диаметре. Относительно крупные шары обычно сплюснутые, с верхней выпуклой

сферической поверхностью и вогнутой – нижней, имеют размеры до 1.2-1.5 м по горизонтали и 0.7-0.8 м – по вертикали, для последних больше подходит название "подушка". Шаровые обособления отличаются высокой амигдалоидностью, от периферии к середине шаров размеры миндалин постепенно увеличиваются, а количественно – уменьшаются, составляя суммарно более 10% от всей массы породы (Казарян, 2000).

В Севанской офиолитовой зоне породы ТБТ комплекса (мощностью 300-350 м) приурочены к сильно опущенным блокам структуры и трансгрессивно перекрыты осадками в. сенона (верховье р. Касах, ур. Шексар, Хентук, р-н с.с. Гегамасар, Авазан). Граница двух вулканических комплексов проходит по подножью горного массива Шексар. Извержения трахибазальтов отличались высокой эксплозивностью. На северо-восточной окраине с. Гегамасар и далее на восток до с. Авазан 370-метровый разрез вулканитов состоит из семи 35-40-метровых потоков трахибазальтов и трахиандезитов, разделенных 12-15-метровыми пластами туфов и кремнисто-радиоляриевых осадков. В Вединской офиолитовой зоне породы ТБТ комплекса кремнисто-радиоляриевыми осадками образуют разрозненные выходы, приуроченные к верхнему уровню разреза



Рис.1. Общая стратиграфическая колонка офиолитовых зон Армении. Составил Г.А. Казарян

вулканитов (долина р.Хосров, р-н развалин средневекового пос. Урцагюх).

Трахибазальты ТБТ комплекса, как подобает подводным излияниям, также имеют шарово-подушечную отдельность, сильную амигдалоидность с концентрически-полосчатым распределением миндалин. Однако шары трахибазальтов района г.Шексар, с.с.Меграшат, Гегамасар, Авазан, а также Вединской зоны имеют иную форму и размерность, чем такие КТПР комплекса. Шары трахибазальтов отчетливо вытянутые, грушевидные или баллонообразные, длиной до 1.5-2.0м, диаметром 0.7-0.8м, ориентированы согласно направлению течения потока (Казарян, 2000).

Трахиты, завершающие ТБТ комплекс, в Севанской зоне совместно с предыдущими трахибазальтами занимают опущенные блоки структуры – Западный Тигранасар, р-н с.с.Гегамасар,

Авазан, г.Шексар. В последних двух они содержат слои полимиктовых конгломератов.

В пределах Севанского хребта выделяются два центра извержений – Арпункский с дайками и штоками плагхиогранитов и Гегамасарский со штоками трахитов и дайками титанавгитовых трахибазальтов, пересекающих прижерловые агломераты и туфобрекчии. В петрографическом отношении толеитовые базальты (диабазы) КТПР комплекса средней полосы лавовых потоков, реже ядер крупных шаров представляют зеленовато-серые, мелко-среднезернистые породы, иногда с миндалекаменной текстурой. Плагхиоклаз (60-62%) образует длиннопризматические, реже таблитчатые, идиоморфные кристаллы размером до 0.5-1.0мм, крайне редко зональные вкрапленники с битовнитом (N80-82) в ядре и лабрадором (N66-67) на краях. Клинопироксен, представлен-

ный эндиопсидом (табл.2), $c:Ng=42^\circ$, $Ng-Np=0.022$, $2V=55^\circ$, в виде многочисленных мелких зерен (до 0.3×0.2 мм) составляет общую канву породы, образующей редкие вкрапленники размером до 2.0×0.5 мм или гломеропорфировые скопления. Минерал ксеноморфен относительно плагиоклаза и тем самым обуславливает диабазовую, офитовую и нередко пойкилоофитовую структуру. В диабазах амфибол вторичного происхождения ($c:Ng=19^\circ$, $Ng-Np=0.028$, $2V=68^\circ$).

Светло-желтые или белые плагиориолиты фельзитового, афирового сложения редко содержат микровкрапленники (0.5-1.0%) слабо зонального плагиоклаза с андезитом (№33-35) в ядре и альбитом (№8-10) на краях. Кварц участвует в составе основной массы в виде пятен диаметром до 0.5 мм, составляя основной фон по-

ралом и вторичным сфеном. Кварц ксеноморфными зернами (35-40%) заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и темноцветных минералов. Акцессории: апатит, сфен, рудный. Структура плагиогранитов гипидиоморфнозернистая.

Трахибазальты ТБТ комплекса серо-зеленые, буровато-серые миндалекаменные породы, в которых плагиоклаз представлен зональными вкрапленниками лабрадора (№66-68 в ядре и №52-54 на краях) размером 1.5×1.0 мм (12-18%) и мелкими зернами состава №52-54, являющимися главными в основной массе. Клинопироксен-титанавгит ($c:Ng=43^\circ$, $Ng-Np=0.029$, $2V=56^\circ$) образует изометричные вкрапленники (18-20%) диаметром до 0.5 мм и несколько продолговатые мелкие зерна, участвующие в основной массе.

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов пород толеит-трахибазальтовой серии офиолитовых зон Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	53.60	53.50	52.75	52.49	53.00	52.44	39.34	52.85	53.75
TiO ₂	0.43	0.60	0.22	0.58	0.05	0.90	5.99	0.37	0.17
Al ₂ O ₃	3.08	1.87	2.74	2.27	0.45	4.24	13.12	2.35	2.30
FeO	5.93	7.73	4.97	8.49	8.88	7.75	13.42	5.06	4.20
MnO	0.18	0.23	0.14	0.28	0.18	0.27	0.18	0.16	0.13
MgO	17.13	17.99	17.26	16.47	13.43	17.38	9.80	17.57	17.74
CaO	19.61	18.41	20.62	18.41	23.38	17.68	12.13	20.59	21.12
Na ₂ O	0.19	0.39	0.16	0.13	0.62	0.20	2.64	0.26	0.19
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.24	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	-	-	0.47	0.16	-	-	-	-	-
Сумма	100.15	100.72	99.33	99.22	99.99	100.86	97.86	99.21	99.61
f	0.16	0.19	0.14	0.22	0.27	0.20	-	0.11	0.20

Опись анализов. Севанская зона, толеит-плагиориолитовый комплекс, диабаз основания комплекса: 1. Эндиопсид (обр. 2947) 2. Авгит (обр. 2512). Диабазовый порфирит верхнего горизонта комплекса: 3. Эндиопсид, вкрапленник (обр. 2711а) 4. Авгит, зерно из основной массы (обр. 2711б) 5. Авгит плагиогранита (обр. 2543б).

Трахибазальт-трахитовый комплекс, трахибазальт: 6. Авгит (обр. 2983) 7. Керсутит (обр. 3268). Вединская зона, толеит-плагиориолитовый комплекс, диабаз основания комплекса: 8. Эндиопсид (обр. 3032) 9. Эндиопсид (обр. 3197д).

Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна на рентгеноспектральных микроанализаторах в ИГЕМ РАН оператором В. А. Боронихиным.

роды. Промежутки между кварцевыми пятнами выполнены девитрофицированным, местами хлоритизированным вулканическим стеклом. Плагиориолитовый пирокластический материал состоит из угловатых обломков (до 3-4 см) плагиориолитов, осколков кристаллов кварца, полевых шпатов. Порода определяется как плагиориолитовый лито-кристалло-витрокластический туф.

Субвулканические плагиограниты с тоналитами и диоритами эндоконтактной фации, образующие небольшие штоки и многочисленные дайки, лейкократовые светло-серые породы, в которых плагиоклаз-альбит (№7-9), как главный составляющий (55-60%), образует призматические кристаллы размером до 2.0×1.5 мм; местами наблюдаются микропегматитовые срастания с кварцем. Клинопироксен-авгит $c:Ng=43^\circ$, $Ng-Np=0.022$, $2V=56^\circ$ (табл.2) образует идисморфные кристаллы (5-6%) размером 1.5×0.8 мм. Наблюдается тесная ассоциация клинопироксена с рудным мине-

Среди трахибазальтов комплекса, кроме описанного, различаются оливиновые (Веди) и керсутитовые (Хентук) разности. В первом оливин, образующий вкрапленники размером 1.0×1.5 мм (3-5%) и мелкие зерна, участвующие в сложении основной массы, идентифицируется по продуктам разложения. В керсутитовой разности трахибазальтов красновато-бурый плеохроичный керсутит $c:Ng=14^\circ$, $Ng-Np=0.023$ (табл.2) в породе образует редкие призматические вкрапленники (3-5%) размером 3.0×0.5 мм и главным образом развит в основной массе мелкими игольчатыми кристаллами.

Трахиты серо-фиолетовые, бурые породы с розоватыми вкрапленниками полевых шпатов. Плагиоклаз ($65-70^\circ$) образует вкрапленники двух поколений и участвует в сложении основной массы. Макровкрапленники (10-12%) слагают широкие таблитчатые кристаллы размером 3.0×2.0 мм, представлены альбитом (№8-10). Мик-

Химический состав пород островодужной толеит-трахибазальтовой серии офиолитовых зон Армении

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	50.37	52.38	50.19	53.96	76.52	76.07	48.42	53.33	48.35	51.40	46.29	67.70	49.64	53.75	45.24	48.43	48.10	48.64	58.63
TiO ₂	0.69	0.50	0.80	1.35	0.28	0.24	1.44	0.84	2.08	1.54	2.07	0.19	2.05	1.86	1.20	0.39	3.28	2.50	0.39
Al ₂ O ₃	15.44	15.60	17.77	10.71	12.86	13.01	14.09	18.07	13.94	12.14	16.76	14.47	19.20	18.54	18.68	16.02	17.18	20.13	15.45
Fe ₂ O ₃	6.23	3.26	1.20	9.10	0.41	0.39	9.54	11.67	4.62	9.55	2.65	4.40	8.06	6.72	3.95	1.22	5.59	8.41	8.18
FeO	4.59	6.89	8.33	7.75	2.84	1.13	5.11	2.54	7.03	5.45	9.19	1.43	0.94	1.62	4.82	6.22	3.69	2.27	1.72
MnO	0.28	0.17	0.15	0.17	0.02	0.04	0.21	0.06	0.11	0.17	0.18	0.07	0.21	0.14	0.15	0.09	0.16	0.16	0.11
MgO	5.64	8.11	6.76	4.04	0.30	1.01	6.11	4.84	5.60	3.60	4.44	0.23	3.89	3.53	6.05	10.61	4.54	3.33	0.88
CaO	8.04	8.51	7.89	3.68	1.12	3.57	9.38	2.67	9.87	4.06	7.61	2.24	4.20	3.15	10.36	11.46	7.00	5.04	2.37
Na ₂ O	4.10	1.70	3.40	4.90	4.40	3.50	3.70	2.59	3.60	4.00	4.00	4.35	4.50	4.30	4.20	1.30	2.30	4.50	5.60
K ₂ O	0.23	0.50	0.68	0.18	0.10	0.50	0.20	0.36	0.75	3.30	1.70	3.80	2.40	3.30	0.47	1.50	0.33	2.10	4.60
P ₂ O ₅	0.11	0.16	0.06	0.06	0.06	0.11	0.18	0.30	0.46	0.57	0.57	0.04	0.62	0.62	0.09	0.09	0.48	0.66	0.46
H ₂ O ⁻	0.61	0.45	0.25	0.43	0.15	0.10	0.40	2.29	0.15	0.23	0.72		0.51	0.32	0.54	0.17	2.28	0.65	0.33
H ₂ O ⁺							–	0.43	1.76				2.13	2.17					
CO ₂			0.79	1.76			0.15	–	2.07		2.64		–	–	3.08	1.62	3.08		
п.п.п.	4.43	2.02	2.31	1.34	0.50	0.84	2.31	–		3.50	1.34	0.91	0.96	0.46	1.69	1.54	0.02	2.27	2.03
Σ	100.7	100.1	100.5	99.43	99.5	100.52	100.63	100.0	100.3	99.51	100.1	99.63	99.31	100.53	100.4	100.7	100.4	100.7	100.7
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7042					0.70484				0.70509									

Опись анализов: Севанская офиолитовая зона: КТПР комплекс. Севанский хребет – 1. Диабаз (обр. 3018). 2. Двупироксеновый базальт (обр. 2542). 3. Диабазовый порфирит (обр. 2711). 4. Диабаз (обр. 1435). 5. Плагioriолит (обр. 3147). 6. Плагiogранит (обр. 1930°). Базумский хребет (г. Чах-Чах). 7. Базальт (обр. 2899). Меграшатский хребет. 8. Базальтовый андезит (обр. 2818°). ТБТ комплекс. Севанский хребет. 9. Титан-авгитовый трахибазальт (обр. 2754'). 10. Трахибазальт (обр. 2880°). 11. Титанавгит-керсутитовый трахибазальт (обр. 3273). 12. Трахит (обр. 2753). Меграшатский хребет. 13. Трахибазальт (обр. 2818'). 14. Базальтовый трахиандезит (обр. 2818'). Вединская офиолитовая зона. КТПР комплекс. 15. Диабаз, корка шара (обр. 3197'). 16. Диабаз, ядро того же шара (обр. 3197'). 17. Гиалобазальт (обр. 3215'). ТБТ комплекс. 18. Трахибазальт (обр. 2859'). 19. Трахит (обр. 2858°).
Анализы выполнены на образцах из коллекции Г. А. Казаряна в химической лаборатории ИГН НАН РА, а изотопы стронция – в лаборатории радиогеохронологии ИГН НАН РА Гукасяном Р.

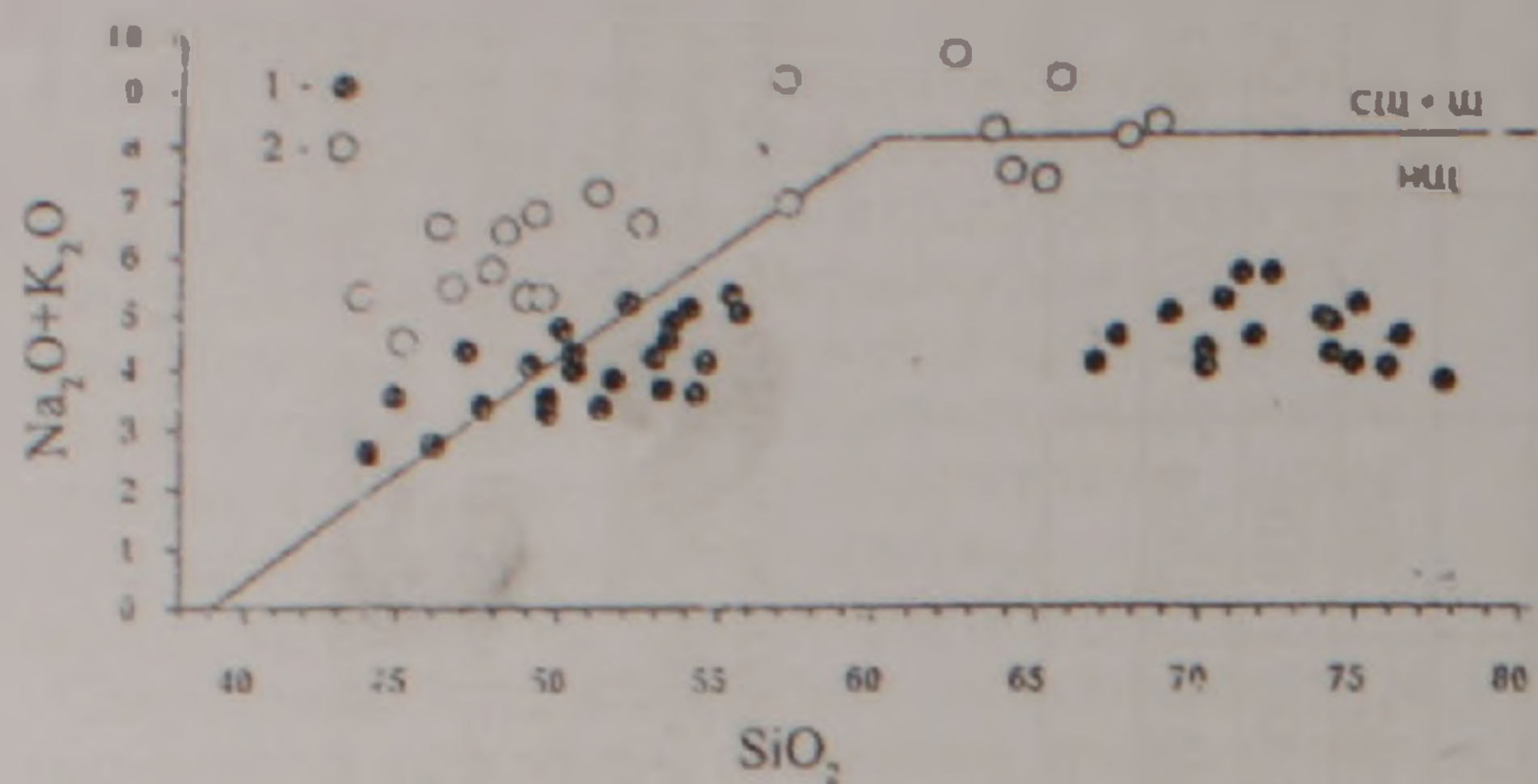


Рис 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ верхнеюрско-нижнемеловой толеит-трахибазальтовой серии: 1. Тoleит-плагиориолитовый комплекс 2. Трахибазальт-трахитовый комплекс.

ровкрапленники размером $1.0 \times 0.2 \text{ мм}$ также имеют состав альбита. Плагиноклаз третьего поколения, альбит с мелкими зернами и нечеткими краями совместно с калиевым полевым шпатом составляют основную массу. Структура пород сериально-порфировая с трахитовой основной массой.

Петро-геохимическая характеристика пород толеит-трахибазальтовой серии приводится по собственным (табл.3) и литературным данным (Закариадзе, 1986). Диабазы КТПР комплекса по химическому составу, отношению суммы щелочей-кремнезем на диаграмме TAS (Классификация..., 1997) в основном укладываются в норму базальтов, редкие экземпляры являются двупироксеновыми базальтовыми андезитами (бонинит?), а еще реже – базальтовыми трахиандезитами, при подчеркнутой натриевости, базальты (диабазы) комплекса недосыщены кремнеземом, относительно магнезиальные с большой вариацией титанистости (TiO_2 0.5–1.35%). Плагioriолиты и их субвулканические аналоги – плагииграниты насыщены кремнеземом, весьма низкотитанистые, по низкому содержанию элементов крупных ионных радиусов (КИР) повторяют диабазы комплекса.

Породы толеит-плагioriолитового комплекса в основном принадлежат нормальному ряду (рис 2), и фигуративные знаки базальтов строго разделены от плагioriолитов и сконцентрированы на обеих сторонах дискриминационной линии щелочных и нормальных пород. Небольшое отклонение некоторого количества диаба-

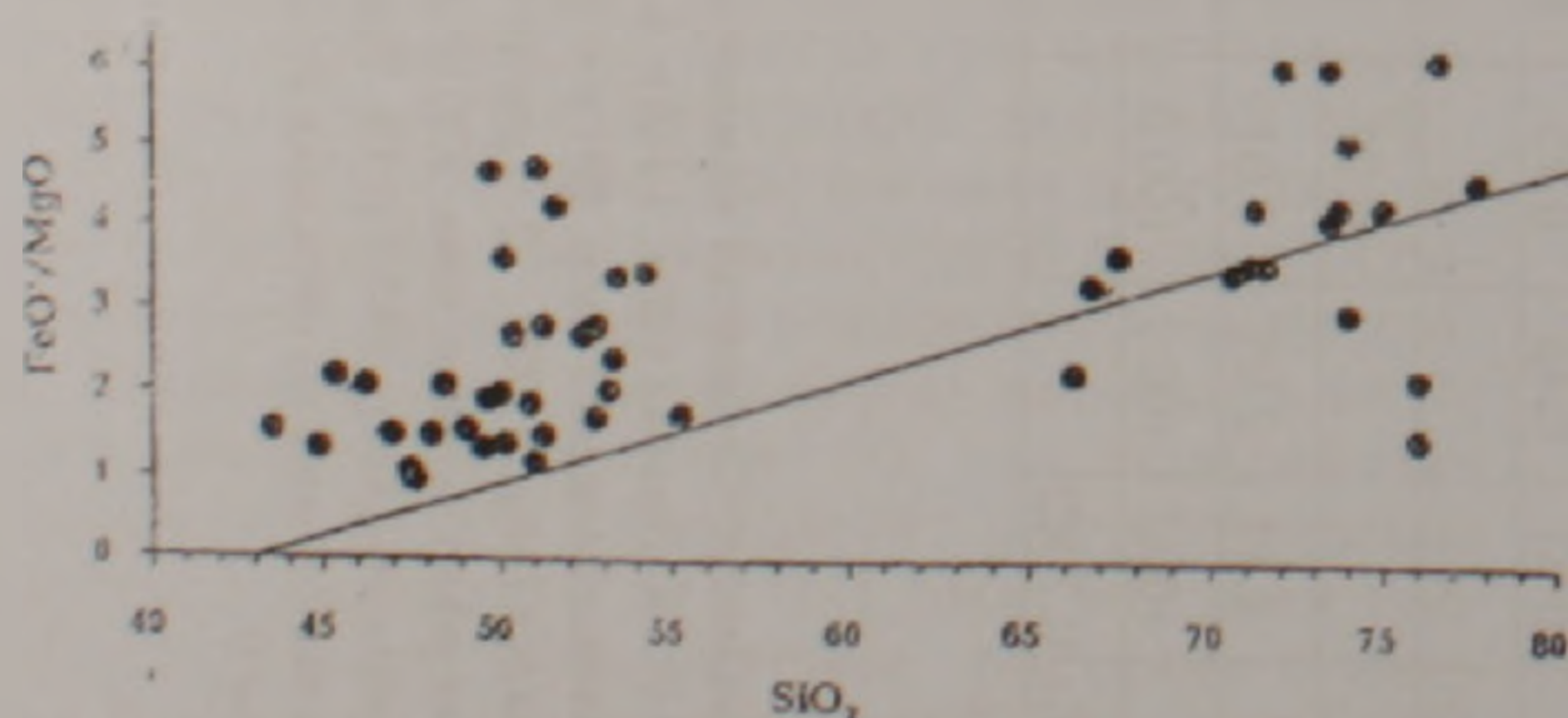


Рис 3. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{FeO} / \text{MgO}$ пород верхнеюрско-нижнемеловой толеит-плагioriолитового комплекса толеит-трахибазальтовой серии

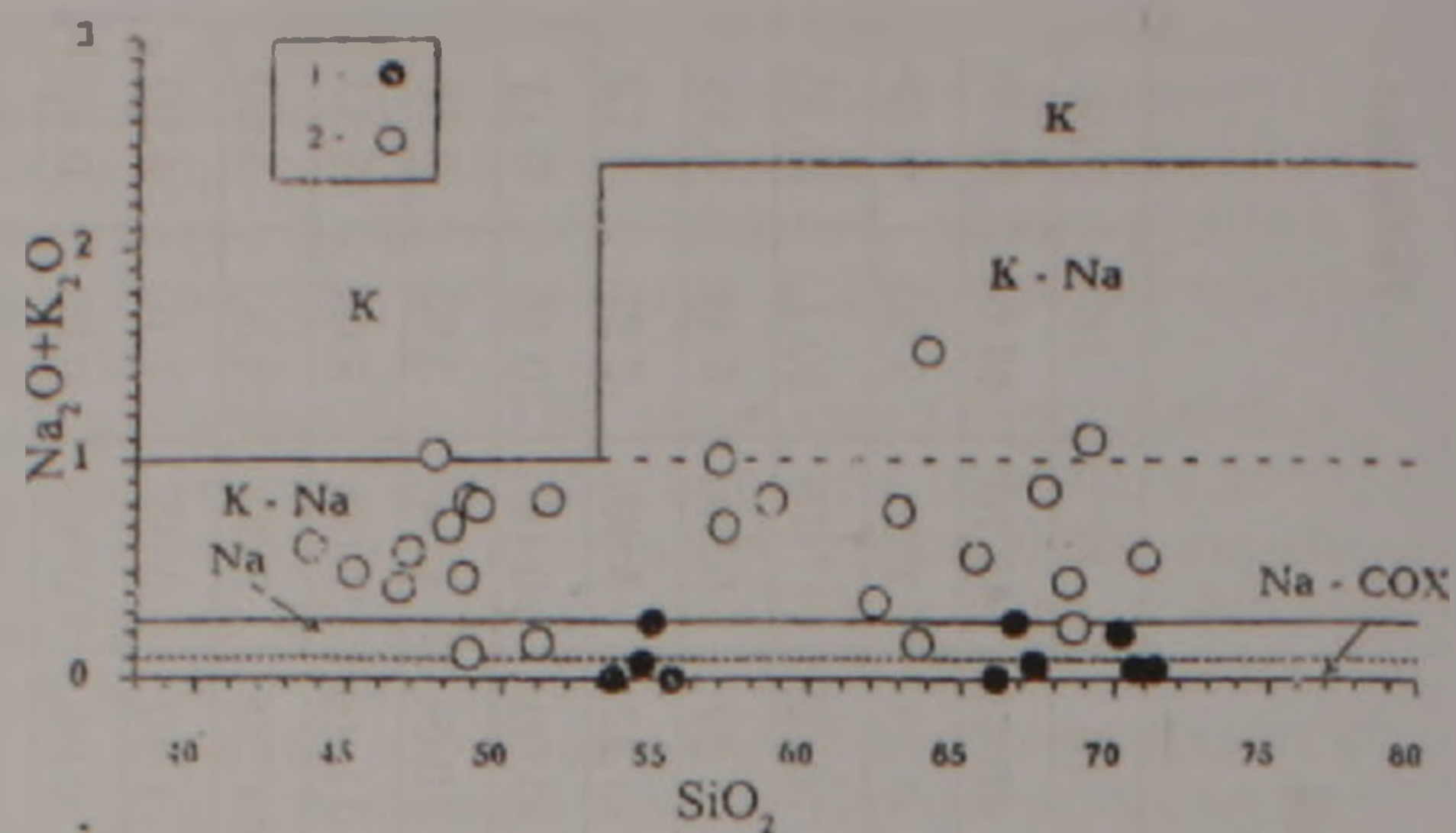


Рис 4. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ пород верхнеюрско-нижнемеловой толеит-трахибазальтовой серии: 1. Тoleит-плагиориолитовый комплекс 2. Трахибазальт-трахитовый комплекс.

зов в сторону щелочного поля обусловлено незначительным натриевым метасоматозом. Плагioriолит-плагииграниты образуют другую полярную группу, сконцентрированную в 65-75%-ом интервале кремнезема. Обособление фигуративных знаков плагioriолитов и фактическое отсутствие промежуточных андезитов подчеркивают контрастно-дифференцированный характер толеит-плагioriолитового комплекса. Отношение железистость-кремнезем (рис.3) подтверждает принадлежность пород толеит-плагioriолитового комплекса толеитовой линии.

По химическому составу (табл.3), отношению железистость-кремнезем и $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис.3,4) базальты (диабазы) КТПР комплекса соответствуют низкокалиевым толеитам и известково-щелочным типам примитивных островных дуг на семантической основе. Геохимическими исследованиями Г.С Закариадзе и соавторов в данном типе базальтов выявлены низкие содержания (в г/т): Ba (9-18), Sr (123-180), Zr (72-103), Ni

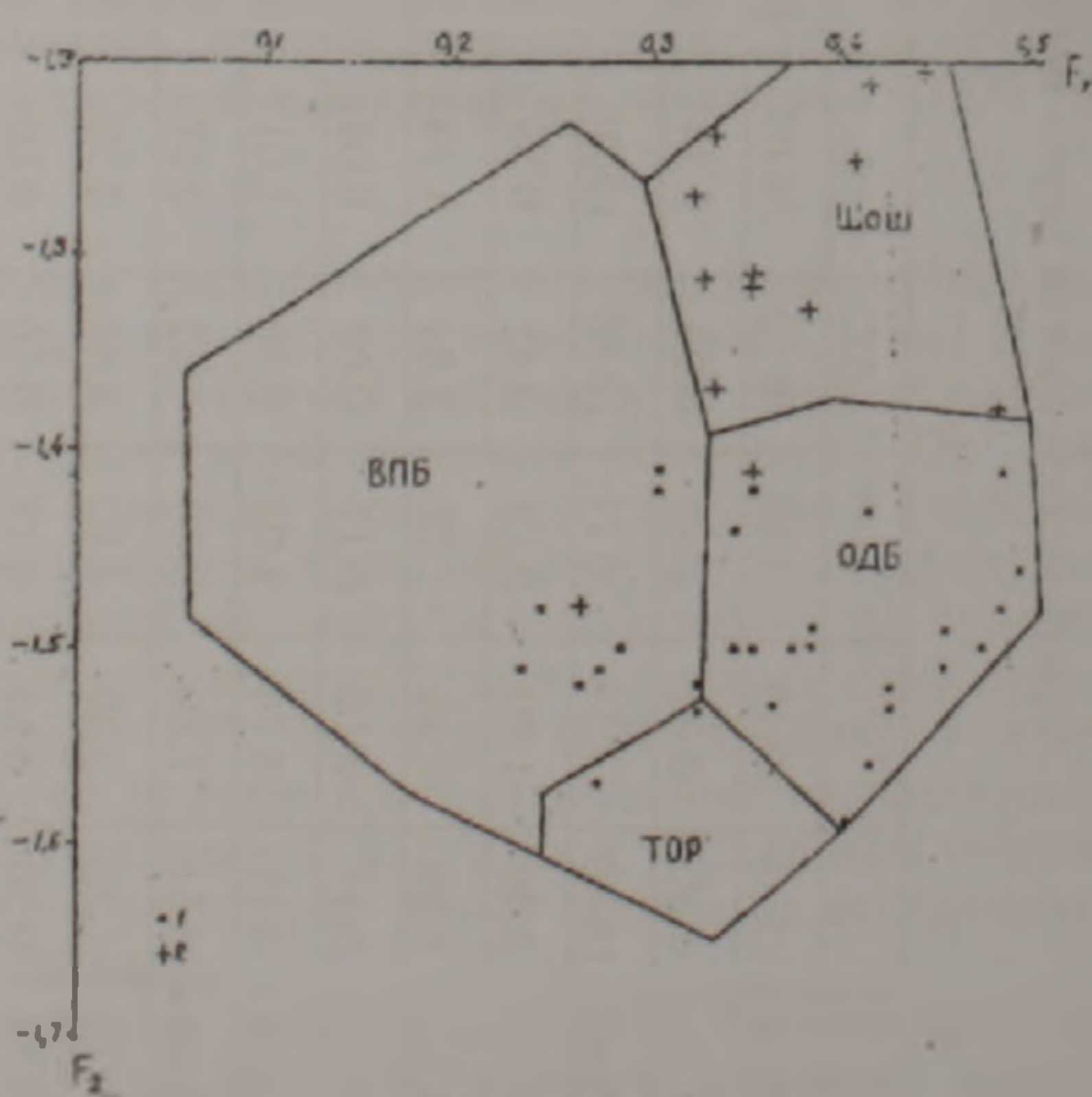


Рис.5. Вариация составов вулканитов Севанской офиолитовой зоны в дискриминационных координатах факторов F_1 и F_2 (по Пирсу) 1. Тoleит-плагиориолитовый комплекс. 2. Трахибазальт-трахитовый комплекс.

(58-140), Ce (34-44), высокие – V (260-405), по распределению РЗЭ соответствуют нормальному N (или деплетированному) типу толеитов со слабым накоплением ЛРЗЭ $La/Sm=0.26-32$, $La/Yb=0.27-0.51$. По отношению $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7042$ (табл.2) низкокалиевые толеиты зоны соответствуют базальтам островных дуг (Балашов, 1985), а плагиограниты комплекса с $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70484$ относятся к мантийным гранитам (Богатиков и др., 1986).

По нашим и литературным данным (Закариадзе и др., 1986), на диаграмме $Ti/100-Zr-Sr/2$ и диаграмме в координатах дискретных функций F_1-F_2 (рис.5), по Пирсу (Pearce, 1976), основная часть анализов (более 80%) пород располагается в полях базальтов островных дуг и известково-щелочной серии и в меньшей мере срединноокеанических рифтовых зон или дна океанов.

Трахибазальты ТБТ комплекса слегка недосыщены кремнеземом с кали-натриевым уклоном щелочности (рис.4), высокотитанистые ($TiO_2-1.0-3.3\%$), с относительно высоким показателем содержания КИР элементов. Трахиты комплекса, недосыщенные кремнеземом, имеют высокую кали-натриевую щелочность и по содержанию элементов КИР аналогичны трахибазальтам. Породы трахибазальт-трахитового комплекса в целом принадлежат умеренно-щелочной кали-натриевой линии (рис.2), образуют непрерывный последовательно дифференцированный ряд от трахибазальтов до трахитов.

В статье, посвященной литодинамике вулканогенно-осадочных пород Севанского хребта (Сатизан и др., 2006), рассмотрены вулканы, относящиеся к ТБТ комплексу только района горного массива Шексар. Отсутствуют данные относительно других крупных массивов вулканитов комплекса: р.Хентук (титанавгит, керсутитовые трахибазальты, трахиты), с.Гегамасар (титанавгитовые трахибазальты, трахибазальты), с.Авазан (трахибазальты, трахиты), Западный Тигранасар, Соткское рудное поле (трахиты); отсутствуют также сведения относительно пород КТПР комплекса (2/3 часть пород серии). В статье имеются погрешности петрографического характера: базанитами названы породы, содержащие CO_2 больше 10% при $MgO-1.8\%$ (обр. 21) или щелочными базальтами названы породы, в которых отсутствуют щелочные темноцветные минералы и фельдшпатоиды (Классификация..., 1997).

Породы ТБТ комплекса, имеющие щелочной и субщелочной уклон (рис.4), обогащены TiO_2 , щелочами, Al_2O_3 и P_2O_5 , с которыми отчетливо коррелируется возрастающее содержание в (г/т): Zr (150-167), Ba (347-1397), Sr (472-515). Распределение РЗЭ и высокое содержание La, Ce, при $La/Sm=3.01-4.50$, $La/Y=7.5-14.8$ указывают на принадлежность базальтов плюмовому Р (обогащенному) типу (Закариадзе и др., 1986). С этим согласуется и высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr=0.70509$, указывающее на их связь с мантийным субстратом (подостроводужный мантийный клин) высокого уровня щелочности.

Петро-геохимические особенности указывают, что базальтовые расплавы КТПР комплекса

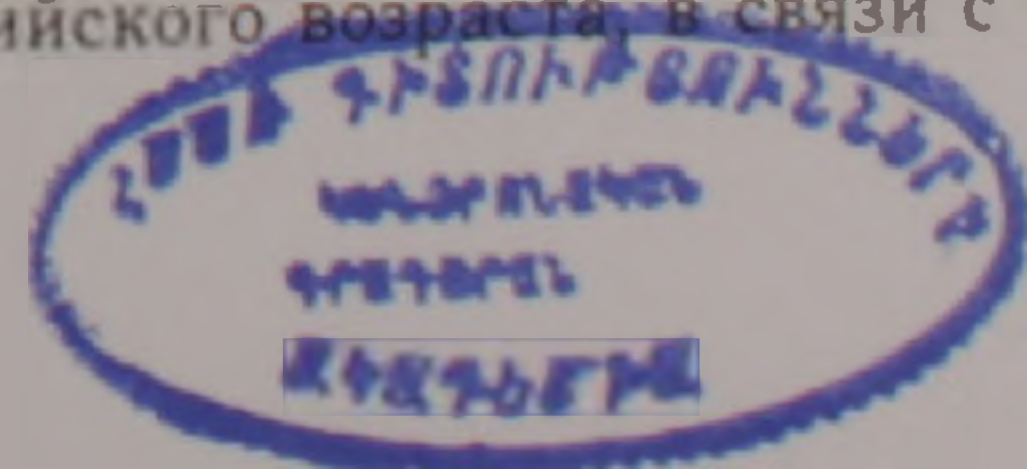
формировались в малоглубинных очагах сейсмофокальной зоны островной дуги плавлением эклогитов, возникших из деплетированных толеитов палеоокеанической коры, другой вариант – их формирование происходило в малоглубинных частях (10-12 км) тыловодужного мантийного клина. По отношению $^{87}Sr/^{86}Sr=0.7047$ диабазы КТПР комплекса отличаются от толеитовых базальтов срединноокеанических рифтовых зон и принадлежат островодужному типу.

Резкая смена островодужного породного ряда КТПР комплекса умереннощелочным – ТБТ является отражением изменения палеогеодинамической обстановки региона, обусловленной перемещением надсейсмофокальной активной вулканической зоны островной дуги в область подтыловодужного мантийного клина, откуда поступали глубоковозгонные (свыше 80 км) плюмовые расплавы.

В петрологии пород КТПР комплекса значительно информативными являются: структурные особенности, общая железистость диабазов, различная железистость вкрапленников и мелких зерен клинопироксена основной массы (табл.2) и т.д. Афировая структура толеитовых базальтов (диабазов) ранних излияний КТПР комплекса является результатом быстрого и безостановочного перемещения исходного высокомагнезиального базальтового расплава (табл.2, обр. 3197д, 3032г) из малоглубинного магматического очага на земную поверхность и его быстрой кристаллизации в новых условиях. Диабазовая структура пород нижнего горизонта комплекса показывает, что в наземных условиях кристаллизация безводного высокомагнезиального базальтового расплава протекала в поле плагиоклаза (диаграмма КПИ-ПЛ) с ранним выделением кристаллов битовнита, отстающий от них клинопироксен-эндиопсид с $f=0.11-0.140$ (табл.2, обр. 3197д, 3032г) отделился в виде мелких ксеноморфных зерен, занимающих промежутки кристаллов полевых шпатов.

Диабазовые порфиры позднего этапа формирования КТПР комплекса с ранее выделившимися сравнительно магнезиальными интрателлурическими вкрапленниками клинопироксена-эндиопсида с $f=0.13$ (табл.2, обр. 2711а) в наземных условиях кристаллизовались из остаточного и относительно железистого базальтового расплава в поле клинопироксена с последующим отделением мелких зерен позднего железистого авгита с $f=0.22$ (табл.2, обр. 2711б), присутствующих в составе основной массы пород. Из изложенного следует, что в завершающем этапе развития комплекса в промежуточной магматической камере в условиях повышенного давления воды могли создаваться благоприятные условия для ликвации базальтового расплава и отделения плагиориолитового составляющего (Казарян, 1994).

При детальном геологическом картировании Соткского золоторудного месторождения (м-б 1:2000) на старом Соткском перевале в конгломератобрекчиях основания разреза в обломках пород разного состава были обнаружены глыбы известняков норийского возраста, в связи с чем



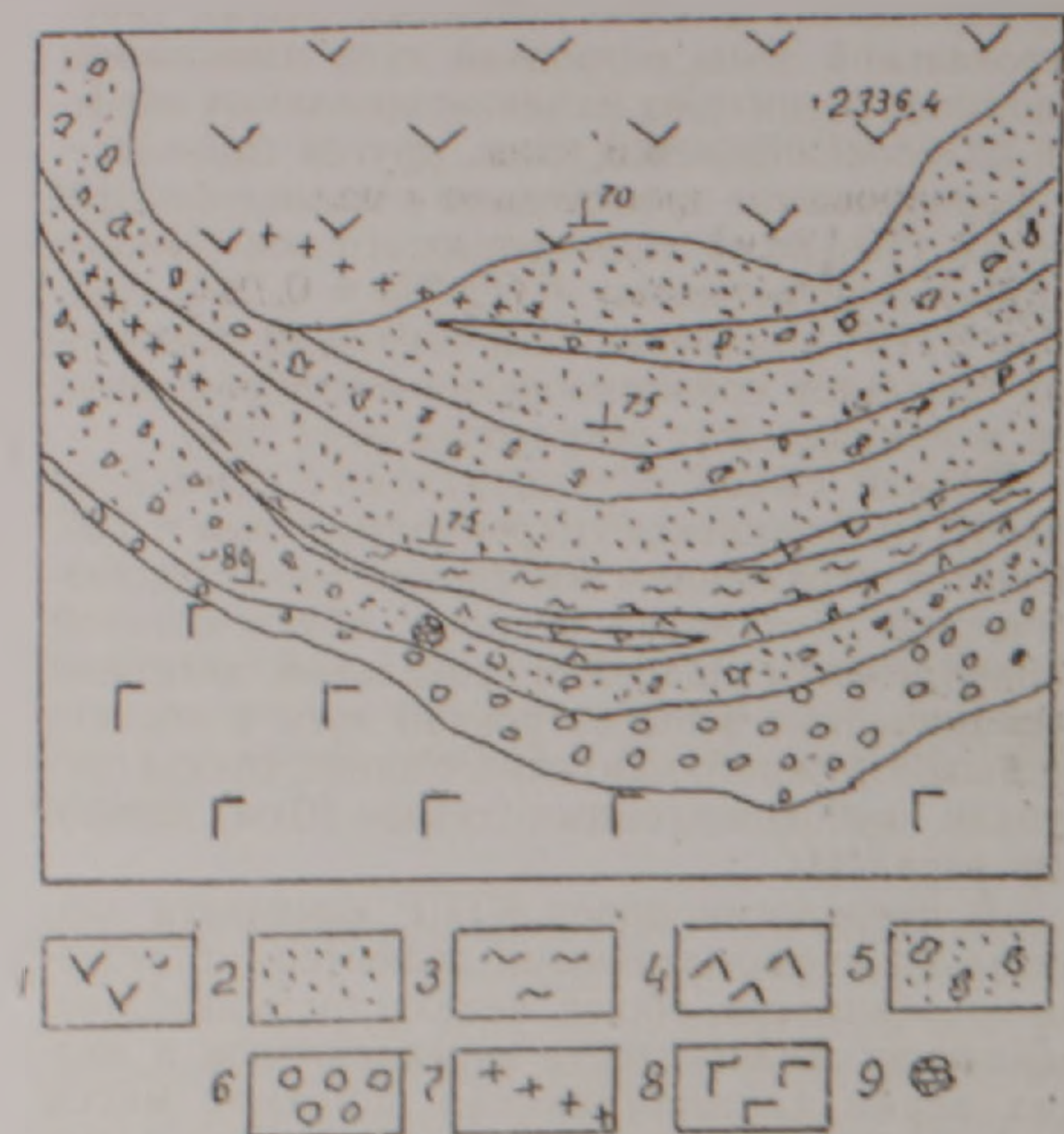


Рис. 6. Геологическая карта старого Соткского перевала, масштаб 1:5000. Вулканогенно-осадочная толща (в юра и мел): 1. Диабазы, 2. Граувакки, 3. Кремнисто-известковые породы, 4. Пылевые туфы, 5. Конгломератобрекчии с обломками норийских известняков, 6. Базальные конгломераты. Интрузивные породы, 7. Дайки риодацитов (олигоцен), 8. Габбро офиолитовой серии, 9. Глыба норийских известняков.

было высказано мнение, что эта находка может внести определенные коррективы в вопросе возраста послеофиолитовых вулканогенно-осадочных пород (Казарян, 1983, 1994).

По материалам детального геокартирования (рис. 6) на старом Соткском перевале установлен следующий геологический разрез (снизу вверх):

1. Препитизированные, аргиллизированные габбро офиолитов (фундамент).
2. Полимиктовые базальные конгломераты (валуны габбро, диабазов, известняков) – мощн. 33м.
3. Конгломератобрекчии, состоящие из разной степени окатанных глыб диабазов, габбро, известняков норийского яруса триаса (с граувакковым цементом) – мощн. 23м.
4. Пылевые туфы основного состава с маломощными (до 5-10м) потоками диабазов, друзов арагонита – мощн. 21м.
5. Кремнисто-известковые породы сургучного цвета – мощн. 16м.
6. Серия многократно чередующихся слоев конгломератобрекчий и граувакк, выше переходящих в слюистые граувакки – мощн. 152м.
7. Толща вулканитов, состоящая из потоков лав плотных и шаровых диабазов, гналокластитов, вулканических брекчий – мощн. 346м.

После нашего сообщения геологи, посетившие район старого Соткского перевала (Книппер и др., 1997), представили свой вариант геологического разреза, относительно которого у нас

имеется ряд замечаний. По представлениям авторов, первые выходы норийских известняков встречены на отметках 320-325 и 440м от начала составленного ими разреза и выше выходов карнийских радиоляритов (отм. 200м), чем "доказывается" нормальная стратиграфическая последовательность триасовых отложений. Нахождение нами обломков пород норийского возраста в нижнем слое осадочной толщи (на 38м) свидетельствует, что в верхнеюрское время обломки норийских известняков в новый район (Соткский перевал) поступили в обратной последовательности относительно их первоначального и нормального стратиграфического положения. Вначале транспортировались обломки относительно молодых норийских известняков, а после – карнийские радиоляриты из нижних (коренных) слоев триасовых отложений. В конце формирования осадочной толщи в район Соткского перевала поступили слюистые граувакки, источником которых, несомненно, были размываемые породы кристаллического фундамента платформы.

Обнаружение обломков триасовых пород является неоспоримым фактом для внесения определенных коррективов в вопросе места и условий формирования Севанской офиолитовой зоны. Источником обломков триасовых пород, несомненно, была Афро-Аравийская платформа и, в частности, восточный край Армянского нагорья, где триасовые отложения известны в районах с с. Азнабюрт, Джерманис, Артабуйнк (скв. №1, Арм. ГУ). Слюистые граувакки, завершающие комплекс осадочных пород мезозоя Севанской офиолитовой зоны, являются продуктом размыва пород кристаллического фундамента платформы. Возникает резонное предположение, что восточный край Афро-Аравийской платформы (или Гондваны) также был активным и являлся благоприятной структурой для развития островодужного сооружения и что Мезотетис является палеоаналогом современного Циркумтихоокеанского региона.

Вышеизложенные данные никак не опровергают ранее высказанное мнение, что послеофиолитовая островодужная вулканогенно-осадочная толща имеет верхняя юра-нижнемеловой возраст (Аванесян, 1975; Казарян, 1994).

Выводы

1. При сокращении акватория океана Мезотетис на южном активном краю Евразийской континентальной плиты, в зоне колесобразного изгиба некоторая часть океанической коры была приподнята и освобождена от водного покрова, которая в наземных условиях подвергалась глубокому размыву до горизонта габбро и ультрабазитов.
2. В верхняя юра-нижнемеловое время на эродированной поверхности приподнятого блока океанической коры (офиолиты) развивалась примитивная островная дуга с характерной для подобных структур серией вулканитов.
3. Комплекс осадочных пород, перекрывающий размывтую поверхность офиолитов, представ-

лен (снизу вверх): полимиктовыми базальными конгломератами, конгломератобрекчиями, граувакками, пылевыми туфами; разрез завершается мощной толщей вулканитов. Обломки пород триасового возраста, встречающиеся в конгломератобрекчиях с обратной стратиграфической последовательностью, свидетельствуют об их вторичном залегании и не характеризуют истинный возраст пород осадочного комплекса.

4. Верхний горизонт островодужной вулканогенно-осадочной толщи представлен вулканитами толеит-трахибазальтовой серии, состоящей из контрастно-дифференцированного толеит-плагиориолитового и трахибазальт-трахиандезит-трахитового комплексов, сформированных в мелководно-субмаринных условиях.
5. По распределению РЗЭ низкокальциевые диабазы КТПР комплекса соответствуют нормальному N (или деплетированному) типу толеитов, а по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7042$ – базальтам примитивных островных дуг; породы ТБТ комплекса принадлежат базальтам плюмового Р (обогащенного) типа, а по высокому отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70509$ связаны с мантийным субстратом высокого уровня щелочности.
6. Очагами магматических расплавов вулканитов КТПР комплекса являются эффузивы фокальной зоны островодужного сооружения, а ТБТ комплекса – глубинные горизонты подостроводужного мантийного клина.

Статью рецензировал и рекомендовал к опубликованию д.г.-м.н., академик Р.Т. Джрбашян.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С.Б. Меловые вулканические образования бассейна оз. Севан. В кн.: "Геология Армянской ССР. Петрография. Вулканические породы" Изд. АН АрмССР, 1970, с.188-197.
- Аламян Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Мезозойско-кайнозойский вулканизм Кавказа и его связь с тектоникой. В сб.: Вулканизм и литология. Тбилиси: Изд. "Мецниереба", 1981, с.76-97.
- Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: "Наука", 221 с.
- Богатилов О.Л., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Мантийные и коровые граниты: сходства и различия. В кн.: "Тектоника и вопросы металлогении докембрия". М.: Наука, 1986, с.157-172.
- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, № 1-3, с.19-32.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Вишневская В.С., Колесов Г.М. Особенности структурного положения и состав вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с.218-241.
- Казарян Г.А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, №4, с.56-64.
- Казарян Г.А. Основные черты верхнемелового вулканизма Севанского офиолитового пояса. Петрография эффузивных и субвулканических образований. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, №1, с.24-35.
- Казарян Г.А. Кислые вулканиты толеитовой серии офиолитовых зон Республики Армения. Изв. АН Армении, Науки о Земле, 1992, № 4, с.3-13.
- Казарян Г.А. Особенности геологического строения и петрогенезиса офиолитовых габброидов Севанской и Вединской зон Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, №3, с.19-31.
- Казарян Г.А. Роль ультраосновного магматизма в развитии Севанского офиолитового пояса (Малый Кавказ). В сб.: Ультраосновные магмы и их металлогения. Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума. Владивосток, 1983, с.23-24.
- Казарян Г.А. Закономерности формирования шарово-полусpherical лав и распределение в них петрогенных элементов. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2000, LIII, №1, с.54-61.
- Казарян Г.А. Островодужные плагиоклазовые пикриты Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, №3, с.20-26.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1957, 248 с.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (Ю Европа, Зап. часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975, 208 с.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Офиолиты Веди (Армения) автохтон или аллохтон. Геотектоника, 1976, №4 с.54-56.
- Книппер А.Л., Сатян М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения старого Зодского перевала (Закавказье). Стратиграфия и геологическая корреляция. 1997, №3, с.58-65.
- Ломизе М.Г. Вединский тектонический покров (Малый Кавказ). ДАН СССР, 1971, т.198, №3, с.672-675.
- Ломизе М.Г. Субдукция в коллизионном контакте: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря. В сб.: Современные проблемы геологии. Труды Геологического института РФ, 2004, выпуск 565, с.291-315.
- Мнацаканян А.Х. Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба. В кн.: Геология АрмССР, т.4, Петрография. Вулканические породы Изд. АН АрмССР, 1970, с.179-188.
- Паланджян С.А., Сатян М.А., Степанян Ж.О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовой серии Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, №1, с.15-34.
- Паффенгольц К.Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Геологический и гидрогеологический очерк. Труды ВГГО, вып. 212, 1929, 312 с.
- Сатян М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1979, 168 с.
- Сатян М.А., Саркисян Е.А. О литодинамике вулканогенно-осадочного комплекса мезозоя Севанского хребта (Севано-Акеринская офиолитовая зона, Армения) Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, LIX, №2, с.19-26.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Кавказа. М.: Наука, 1977, 91 с.
- Pearce S.A. Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts. J. of Petrology, 1976, v.17, №1, p.15-43.

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՕՖԻՕԼԻՏԱՅԻՆ ԶՈՆԱՆԵՐԻ ԿՂԶԱՂԵՂԱՅԻՆ ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ

Հ. Ա. Ղազարյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Եվրասիական մայրցամաքային սալի ակտիվ կողային մասում վերին յուրա-ստորին կավճի ժամանակահատվածում օֆիոլիտային հիմքի լվացված մակերեսին զարգացել է պրիմիտիվ կղզադեղային կառույց նստվածքային և հրաբխածին ապարների հաստվածքներով: Հրաբխային ապարների տոլեիտ-տրախիբազալտային շարքը կազմված է հակադիր դիֆերանցացված տոլեիտ-պլագիորիոլիտային և տրախիբազալտ-տրախիանդեզիտ-տրախիտային կոմպլեքսներից: Լավային հոսքերն հաճախ ունեն գնդաձև-բարձաձև անջատումներ և շերտակցված են հիալոկլաստիտների, պոլիմիկտային ավազաքարերի և կոնգլոմերատների հետ:

Հազվադեպ հոդերի էլեմենտների պարունակությամբ ցածր կալիումական տոլեիտ-պլագիորիոլիտային կոմպլեքսի դիաբազները պատկանում են նորմալ N (կամ դեպլետացված) տոլեիտների տիպի, իսկ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70472$ հարսբերությամբ պրիմիտիվ կղզադեղային բազալտներին: Տրախիբազալտ-տրախիտային կոմպլեքսի ապարներն այդ էլեմենտների պարունակությամբ պատկանում են պլյումային P, (հարստացված) բազալտների տիպին $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70509$ հարսբերությամբ կապված են բարձր ալկալիության քիկ-լիոցի հիմքի հետ:

ISLAND-ARC VOLCANISM OF ARMENIA'S OPHIOLITE ZONES

H. A. Kazarian

A b s t r a c t

On the active edge of Eurasian continental plate in Upper Jurassic-Lower Cretaceous on strongly eroded ophiolite surface a primitive island arc was developed with tholeiite-trachybasalt series of volcanites (thickness 1.0-1.2km) consisting of two complexes: contrasting differentiated tholeiite-plagioryholite and normally differentiated trachybasalt-trachyandesite-trachyte. On modern geological section of the region, a paleo-island arc in form of the Sevano-Akerinskaya ophiolite zone within the system of Alpine-Himalayan folded belt composes the northeastern edge of Armenian Upland.