

35. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гушин А. В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985, 274 с.
36. Штеклин И. Древняя континентальная кора в Иране — В кн.: Геология континентальных окраин, т. III, М.: Мир, 1979, с. 230—247.
37. Штеклин И. Орогенез и эволюция Тетиса на Среднем Востоке. Оценка современных представлений, 27-й Междунар. геол. конгресс. Тектоника Азии. Коллоквиум К. 05, докл. т. 5, М.: 1984, с. 53—69.
38. Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Петрохимия гранитов и генезис гранитных магм — В кн.: Вопросы петрохимии, Материалы к совещанию Л-1969, с. 21—25.
39. Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия) — Геотектоника, 1967, № 2, с. 31—47.
40. Brinkmann R. — Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Palaeontologica, 1938, № 2, p.p. 111—119.
41. Lensch G. and Davoudzadeh M. — Ophiolites in Iran Neues Jahrbuch für Geologie and Palaeontologie Monatshefte, 1982, № 5, p.p. 306—320.
42. Pinar Erden N. — The ophiolitic series of Turkey. Bull. Miner. Res. and Exple Inst. Turk, 1974, № 83, p.p. 119—130.

Известия АН Армении, Науки о Земле, 1992 XLV, № 4, 13—23

УДК: 552.32:551.24.053(449.25)

Р. Н. ТАЯН, М. А. САТЯН, Р. Т. ДЖРБАШЯН

О КИММЕРИЙСКОМ ГРАНИТОИДНОМ МАГМАТИЗМЕ МЕГРИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

На основе изучения галек конгломератов рассматривается вопрос допалеогенового гранитоидного интрузивного магматизма в пределах Зангезурского блока и истории развития Мегринского антиклинория в этапы, предшествующие становлению Мегринского батолита.

В геологической литературе по Зангезуру имеются неоднократные упоминания о гранитоидных гальках в составе толщи полимиктовых конгломератов Мегринского антиклинория. В зависимости от существующих геологических представлений, претерпевших в настоящем значительные изменения, исследователи относили вмещающую конгломераты толщу к палеозою [12, 16], верхней юре [2] или к досенонскому времени без конкретизации возраста. В значительной мере это было обусловлено недостаточным изучением галек конгломератов.

Находки галек известняков с остатками водорослей баррема в районе с. Шишкерт [6] указывали на время формирования толщи конгломератов, по крайней мере, в послебарремское время.

Отмечалось также сходство ритмообразно переслаивающихся отложений бассейна р. р. Вохчи и Шишкерт, согласно перекрывающих толщу конгломератов, с терригенно-осадочными образованиями Ереван-Ордубадского синклинория (Ахсунский горизонт р-на с. Гюлистан и р. Ордубад), датированных как нижний туроп.

Затем в аналогичных отмеченным тонкопереслаивающихся песчаниках и алевролитах центральной части Вохчинского разреза, сохранившихся среди интенсивно динамометаморфизованных пород, относимых к позднему докембрию, были определены фораминиферы туроп-коньякского возраста [19].

Изучение галек гранитоидов [1] позволило высказать предположение о наличии гранодиоритов дотретичного возраста. Это подтвердилось установлением древнего возраста гранитоидов низовья р. Малев.

По мнению Г. С. Ходжабагяна, гранитоидные гальки сходны с породами Малевского и Цавского интрузивов. Наличие галек гранитоидов дотретичного возраста отмечал А. Т. Асланян [2], считавший

их состав монцитовым, а областью сноса—однозначно Мегринский антиклинорий.

В обнажениях конгломератов, прослеживающихся вдоль восточного крыла Мегринского антиклинория, гранитоидные гальки изучались нами в разрезах у р. Спитак-джур (р. Шишкерт) и р-на Пирлу (юж. Баргушат). В разрезе ущ. р. Спитак-джур гранитоидные обломки разнообразнее и имеют относительно крупный размер—до валунов (10—15 см). В низах пачки полимиктовых конгломератов преобладают гальки размером 1—2 и валуны до 10—15 см. Преимущественно они полуокатаны. Среди них преобладают обломки основных эффузивов-базальтов, диабазов, силитов, менее вулканитов (андезитов, кв. риолитов) и осадочных пород (песчаников, алевролитов, известняков, радиоляритов, а также туфов и туффитов). В гальках известняков обнаружены кораллы валанжин-готеривского возраста [20].

Мощность всей пачки около 60 м, но не исключена возможность сокращения ее по тектоническому нарушению, по которому она приведена в контакт с вышележащей пластиной отложений палеозоя [17]. Выше пермских известняков развиты тонко-среднезернистые известняки позднего сенона, на которых трансгрессивно ложатся отложения богацарской свиты среднего эоцена.

В верховье бассейна р. Кирс отмечен стратиграфический контакт между толщей конгломератов и вышележащими известняками позднего сенона.

Приведенные данные, а также присутствие гальки пород офиолитовой ассоциации, сонаходящейся с породами окузаратской свиты (апт-ранний турон), показывают, что возраст накопления конгломератов может быть ограничен временем от позднего турона до коньякского времени включительно [3, 17].

Отметим, что радиологические датировки (К/Аг) пяти галек гранитоидов роговообманковых и биотит-роговообманковых тоналитов, от 56 до 60,4 млн. лет, противоречат приведенным выше геологическим данным.

Омоложение возраста гранитоидов, искажающее К/Аг изотопные соотношения, скорее связано с ларамийской фазой складчатости, а также последующим термо-динамоморфизмом в шовной зоне и внедрением гранитоидов Мегринского плутона.

Петрография обломков гранитоидов в составе риннесенджских конгломератов

Роговообманковые тоналиты представлены наиболее крупными (размером до 15—20 см) обломками гранитоидов (район с. Шишкерт). Значительно меньшего размера они встречаются в разрезе с. Пирлу. Макроскопически это крупнозернистые, плотного сложения, светло-серые породы с выделениями роговой обманки. Минеральный состав—плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, акцессории (табл. 1).

Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Ранние выделения образуют широкие таблицы размером $3 \times 2,5$ мм. По составу соответствуют андезину (Ап 40—45). Плагиоклазы второй генерации полисинтетически сдвойникованы и представлены призматическими выделениями. Отмечается зональное строение. Состав в периферийных зонах соответствует Ап 20—25. Единичные выделения калиевого полевого шпата размером до 1 мм, ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и кварцу.

Кварц представлен крупными ксеноморфными выделениями размером до 2 мм, а также участками более мелких индивидов. Отмечается волнистое погасание.

Для роговой обманки характерны редкие выделения размером до 0,5 мм с плеохроизмом в зеленоватых тонах.

Из акцессориев характерен апатит, реже отмечается сфен. Руд-

ные выделения представлены слабо и развиты преимущественно в полях темноцветных минералов. Структура гипидноморфнозернистая. В отдельных шлифах наблюдаются участки монцитовой структуры.

Роговообманково-биотитовые тоналиты. Размеры обломков до 10—12 см. Выделяются две разновидности. Первая—крупнозернистая, плотная, розовато-серая. Вторая—мелкозернистая, светло-серая, очень плотная. Для тех и других характерны мелкие выделения темноцветных минералов.

Плагиоклаз в отмеченных разновидностях представлен двумя генерациями, из которых ранние отличаются более основным составом (до Al_2O_3 40) и выделениями до 0,7—0,8 мм в крупнозернистых разновидностях. Характерен резкий идиоморфизм по отношению к кварцу. Кристаллы полисинтетически сдвойничены, зональны (с числом зон до 4—5) и имеют призматический габитус. В центральных частях отдельных крупных фенокристаллов отмечаются корродированные ядра более основного плагиоклаза. Составы краевых зон фенокристаллов и плагиоклазов второй генерации близки (Al_2O_3 18—25).

Амфибол представлен редкими идиоморфными, преимущественно длиннопризматическими выделениями размером до 0,6 мм. Плеохроирует в светло-зеленоватых тонах. Выделения биотита мелкие (до 0,1 мм) с плеохроизмом в коричневых тонах. Отмечается замещение им роговой обманки и развитие по нему хлорита. В шлифах из различных галек наблюдаются вариации в содержании кварца. Скопления не отмечаются, индивиды кварца резко ксеноморфны и выполняют межзерновые пространства.

Обломки мелкозернистых разновидностей списываемых пород представляют, по-видимому, эндоконтактовую фацию тоналитового интрузива. В отличие от крупнозернистых разновидностей, в минеральном составе их отмечается калиевый полевой шпат, размером до 0,06 мм. Структура их гранит-порфировая с поликристаллической, мелкозернистой основной массой. Отмечаются также разновидности этих пород с содержанием кварца более 20% и соответствующие по составу гранодиоритам.

Таблица 1

Количественно-минеральный состав галек и валунов из конгломератов раннего сенона Мегринского антиклинория (с Шишкерт. Пирлу).

Разновидности пород	Пл*	Кв	Кпш	Амф	Б	Хл	Акц	Осн. масса
1. Роговообманковые тоналиты	65,5	18,5	2,5	12,0	—	—	1,5	—
2. Роговообманково-биот. тоналиты	65,7	20,0	—	7,5	4,2	2,3	2,3	—
3. Мелкозер. рог.- биотит. тоналиты (энд фац)	59,5	21,2	3,5	5,3	6,5	1,5	2,5	—
4. Роговообманковые андезиты	23,0	—	—	8,2	1,5	2,3	1,5	63,5
5. Кварцевые риолиты	23,5	12	—	—	—	—	0,5	64
6. Катаклазированные ороговичкован. породы	22,0	—	20,5	—	0,5	1,5	2,5	53

* Плагиоклазы тоналитов по разнице $\Delta 2Q$ пиков 131—131 рентгеновского анализа соответствуют полностью упорядоченной разновидности.

Роговообманковые андезиты. Плотные, мелкозернистые, серые породы. Размеры хорошо окатанных галек и валунов 8—10 см. Под микроскопом (табл. 1) порода представлена крупными (до 0,8 см) табличками зонального пелитизированного плагиоклаза (Al_2O_3 42—45) и менее крупными выделениями полностью замещенной (хлорит, карбонат) роговой обманки. На фоне частично раскристаллизованной основной массы выделяются мелкие короткопризматические выделения плагиоклаза и роговой обманки. Характерны относительно крупные выделения апатита (до 0,10 мм). Структура пород порфировая с гипокристаллической структурой основной массы.

Таблица 2

Составы гранитоидных обломков из раннесенских конгломератов Мегринского антиклинория* в мас. %.

Окисл dG	1(ш-1)	2(ш-11)	3(ш-2)	4(ш-3)	5(ш-4)	6(ш-5)	7(ш-17)	8(ш-9)	9(ш-14)	10(6416)
SiO ₂	61.70	60.50	62.45	62.80	59.60	63.60	62.55	65.60	74.15	63.24
TiO ₂	0.50	0.65	0.40	0.52	0.78	1.04	0.52	0.26	0.20	0.39
Al ₂ O ₃	16.25	13.12	17.10	15.24	15.65	15.70	15.72	11.60	10.0	17.79
Fe ₂ O ₃	1.67	5.26	3.19	3.80	3.00	2.36	3.55	3.09	4.23	3.01
FeO	1.12	0.56	1.96	2.24	3.08	2.22	2.80	0.28	0.50	1.96
MnO	0.08	0.09	0.14	0.12	0.17	0.12	0.09	0.09	0.05	0.03
MgO	1.80	1.24	2.01	2.05	2.63	2.18	2.41	0.47	0.29	2.09
CaO	6.16	8.41	4.34	4.03	6.34	4.20	4.47	8.09	3.16	5.04
Na ₂ O	4.30	4.10	4.30	3.70	3.50	3.00	4.60	4.30	5.30	4.10
K ₂ O	2.40	2.10	1.90	2.30	2.70	2.70	0.80	1.20	1.30	1.40
H ₂ O	0.05	0.05	0.05	0.15	0.10	0.05	0.10	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.13	0.23	0.02	0.11	0.18	0.18	0.18	0.23	0.26	0.11
п.п.п.	4.25	4.30	2.70	3.40	2.40	2.65	2.20	5.40	1.00	2.30
Сумма	100.31	100.63	100.56	100.46	100.13	100.60	100.29	100.86	100.58	100.84

Нормативный состав

Q	14.5	15.6	17.9	21.0	13.5	22.6	12.3	25.0	39.1	20.36
Or	14.8	12.5	11.2	13.6	16.0	16.0	4.7	7.1	1.8	8.4
Ab	36.4	34.7	36.4	31.3	29.6	25.4	39.0	36.4	44.8	34.6
An	17.95	11.2	20.7	18.2	19.0	20.0	20.0	8.9	2.6	24.2
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	8.6	—	—	—	—	—	11.1	4.0	—
Срх	9.2	6.7	—	1.3	9.1	—	2.7	2.5	1.6	—
Орх	0.2	—	5.0	4.8	4.4	8.0	6.4	—	—	5.5
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	2.4	0.2	4.6	5.5	4.4	3.4	5.2	0.4	1.5	4.40
Ap	0.3	0.5	0.2	0.1	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.34
Il	0.95	1.2	0.7	1.0	1.5	2.0	1.0	0.5	0.4	0.76
Hу	—	5.2	—	—	—	—	—	2.8	3.2	—

* Примечание: р-н Шишкерта 1—2—роговообманковый тоналит; 3—6—биотит-роговообманковый тоналит; 7—роговообманковый андезит; 8—кв. риолит; 9—ороговикованная, катаклазированная порода; 10—тоналит из конгломератов раннего сенона с. Пирлу (юж. Баргушат).

Кварцевые риолиты. Обломки их отмечаются часто. Окатанность средняя, размер по длинной оси до 12 см. Представлены породой светло-серого цвета, плотного сложения.

Под микроскопом имеют порфировую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы. Порфировидные выделения представлены широкими таблицами кислого пелитизированного андезита размером до 0,7 мм, а также идиоморфными фенокристаллами кварца до 1 мм. Из аксессуарных минералов отмечается сфен, реже циркон. В отдельных шлифах наблюдается интенсивная серицитизация и карбонатизация.

Катаклазированные, ороговикоподобные породы. Обломки их достаточно многочисленны. Они серовато-белые. В текстуре слабо проявлена порфировость.

Процессам ороговикования и последующему катаклазу, судя по сохранившимся участкам первоначальной породы, подверглись вулканы среднего и кислого состава, в том числе и роговообманковые андезиты. Характерной особенностью этих пород является присутствие крупных метакристаллов калиевого полевого шпата (размером до 2 мм), которые, в отличие от фенокристаллов плагиоклаза, не подвергались деформациям и дроблению. Наблюдается интенсивная серицитизация и карбонатизация этих пород. Присутствуют мелкие (до 0,08 мм) выделения андалузита. Структура основной ткани, состоящая из неправильных изометрических зерен полевого шпата и кварца, метасоматическая, гранобластовая, в полях скопления кварца—зубчатая. Отмечаются участки реликтовой порфировой структуры.

Петролого-геохимические особенности обломков гранитоидов

Обсуждение петролого-геохимических характеристик обломков гранитоидов в конгломератах нижнего сенона и сопоставление их с гранитоидами других зон проводилось на основе диаграмм (рис. 1), а также в соответствии с классификацией магматических горных пород [11].

По значениям главных петрохимических классификационных параметров (SiO_2 , сумма щелочей), а также данным минерального состава, изученные породы соответствуют группе средних плутонических образований (кв. диориты, тоналиты) нормального ряда: область распространения SiO_2 от 60 до 64% и суммы щелочей от 6,5 до 7,0%. Петрохимическая серия кальциево-натриевая. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ составляет примерно—2. По коэффициенту глиноземистости ($al' = 1,8 - 2,3$) соответствуют высокоглиноземистым разностям.

По сравнению химических составов в координатах $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{FeO}'/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ с киммерийскими гранитоидами юго-востока Малого Кавказа, а также Малевским интрузивом Зангезурского региона, наряду со сходством выявляются и определенные отличия (рис. 1, А, Б). Гранитоидная галька сходна с кварцевыми диоритами и тоналитами Гехаротского, Такарлинского и других массивов Цахкуняцкого хребта [22], а также с Кохбским интрузивом [10]. По этим же диаграммам изученные обломки гранитоидов отличаются от пород ранней киммерийской фазы Цавского интрузива. Последние обнаруживают более высокие отношения FeO'/MgO и сравнительно большие значения суммы щелочей, характеризующие субщелочные, толеитовые серии пород. Отмеченное четко наблюдается и на диаграмме АФМ (рис. 1 Б).

Характерные отличия состава и структур гранитоидной гальки были установлены при петрографическом их изучении и сравнении с гранитоидами Цавского интрузива (шлифы их любезно предоставлены А. Г. Казаряном).

Достаточные отличия выявляются и при сравнении с породами Малевского интрузива, и в первую очередь по высокому содержанию SiO_2 (до 74%) в последних. По этому показателю отмеченный интрузив значительно отличается и от Цавского массива, в котором содержание

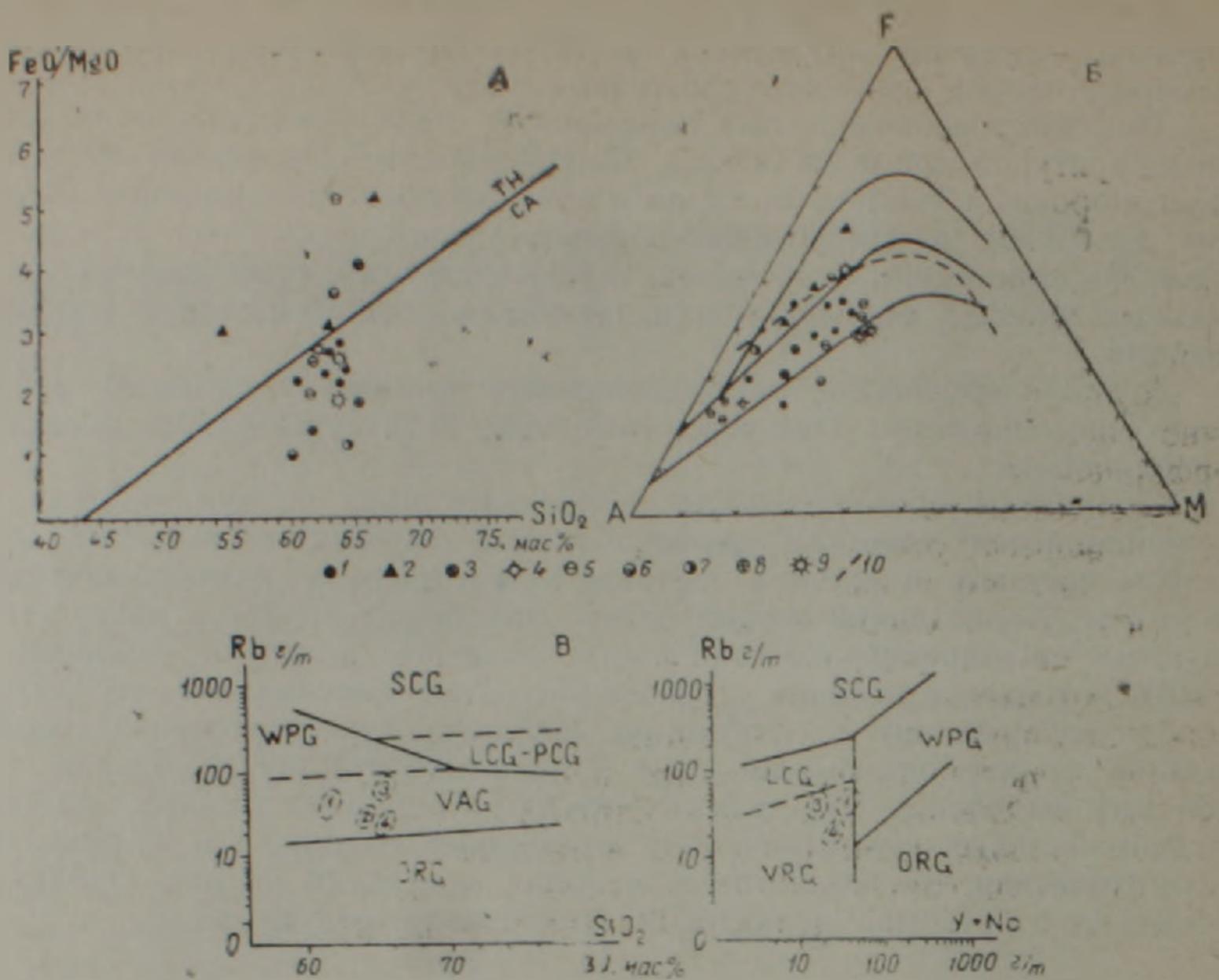


Рис. 1. Петрохимические диаграммы: А. Диаграмма $FeO/MgO-SiO_2$ разграничения толеитовой (ТН) и известково-щелочной (СА) серий по А. Мияширо (Myashiro, 1974). Б. Диаграмма АФМ. Условные обозначения: 1. Гранитоидная галька и валуны из конгломератов раннего сенона Мегринского антиклинория (с. с. Шишкерт, Пърлу). 2. Цавский интрузив [10]. 3. Малевский интрузив [5]. 4. Галька плагиогранитов Кафанского рудного поля [18]. 5. Гехаротский массив [22]. 6. Миракский массив [22]. 7. Анкаванский массив [22]. 8. Такарлинский массив [22]. 9. Кохбский массив [10]. 10. На диаграмме АФМ линия, разграничивающая поля известково-щелочных и толеитовых серий с использованием критерия Т. Ирвина и В. Барагара (Irvine, Baragar, 1971). В. Поля типов гранитоидов по [24]: ОРГ—океанических областей; VAG—вулканодужные; WPG—внутриплитные; LCG—позднеколлиззионные; PCG—постколлиззионные; SCG—синколлиззионные. 1. Киммерийские гранитоиды Мегринского антиклинория; 2. Тоналиты—кв. диориты, Цахкуняцкий блок; 3. Кв. диориты-гранодиориты Мегринского плутона (верх. эоцен); 4. Тоналиты—кв. диориты (Сомхето-Кафанская зона [14]).

кремнезема не превышает 65%. Важно также отметить, что гранитоидные и апатектические магматиты, характерные для Малевского интрузива [5], не отмечены ни в Цавском массиве, ни среди изученных галек гранитоидов.

Геохимическая типизация рассмотрена нами на основе содержания микро—и петрогенных элементов, с использованием соответствующих диаграмм [21, 24], и в сравнении с петро-геохимическими параметрами [9]. Фигуративные точки рассматриваемых магматических образований (рис. 1 Б) располагаются в поле вулканодужных гранитоидов. Вместе с тем, по ряду геохимических параметров (Rb, Sr, Ba, Zr и др.) досенонский гранитоидный магматизм Загезурского блока коррелируется с магматизмом геодинамической обстановки активных континентальных окраин андийского типа.

На диаграммах Rb-K₂O и Sr-CaO [21] рассматриваемые магматиты располагаются в пределах общего поля тоналит-гранодиоритовых серий, интрузивных аналогов андезитового (самостоятельных андезитовых серий) магматизма.

Приблизительный уровень внедрения гранитоидного массива может

Средние содержания редких элементов в киммерийских гранитоидах (Зангезур, Цахкуняцкий хр., Сомхето-Кафанская зона) и гранитоидах верхнего эоцена (Зангезур) и их мономинеральных фракциях и т.д.

Элементы	1				2			3	4	5		
	а	б	в	г	а	б	в			а	б	в
Li	3.0	10.0	6.2	14	—	—	—	10	8.0	6—10	130	4.5
Rb	50	40	21	10	—	—	—	19	21	45—70	940	18
Sr	1000	900	320	900	—	—	—	280	280	360—500	90	160
Ba	500	450	240	600	—	—	—	200	170	300—350	550	130
Be	1.9	1.5	1.0	1.3	—	—	—	2.0	—	2—3	3.6	3.0
Ti	4400	3900	—	4200	5600	11500	16800	2400	3500	3100	—	6000
Mn	420	600	150	420	3200	3200	750	300	675	1100	—	1250
Ni	12	15	3.2	18	24	22	22	19	31	15	56	150
Co	3.2	1.8	10	10	90	65	400	6.0	20	12	100	76
V	130	135	24	56	180	170	260	80	115	130	300	350
Cr	18	22	6.5	18	250	320	180	41	29	10	45	20
Zr	150	280	400	240	210	320	100	110	130	100—75	20	180
Nb	16	11	—	10	70	75	240	8.0	3.0	7—10	16	—
Sc	25	21	—	4.2	240	240	10	—	11.5	5—8	10	45
Y	21	32	30	32	250	340	180	—	21	10—12	36	10
Yb	1.3	5.2	2.4	1.8	6.5	3.7	1.8	—	2.2	2.4	5	2.6
Ga	15	18	7.5	18	15	18	18	22	—	14	30	20
B	35	55	—	10	—	—	—	—	—	15	5	7.5

Примечание: Гранитоидные обломки из конгломератов раннего сенона 1а—2в. 1а.—роговообманковый тоналит (4); 1б.—роговообманково-биотитовый тоналит (3); 1в.—катаклазированные породы (5); 1г.—роговообманковые андезиты (3). Мономинеральные фракции: 2а.—амфибол из роговообманковых тоналитов (3); 2б.—амфибол из роговообманково-биотитовых тоналитов (2); 2в.—биотит из тех же пород (2). 3. Цахкуняцкий хр.—тоналиты—кв. диориты ниж. мела [22]. 4. Сомхето-Кафанская зона [14], тоналиты—кв. диориты. 5. Мегринский плутон. верх. эоцен (по Б. М. Меликсетяну). 5а.—кв. диориты-гранодиориты; 5б.—биотиты из кв. диоритов-гранодиоритов; 5в.—амфиболы из тех же пород. Цифры в скобках—количество анализов.

быть оценен на основе валового состава с помощью диаграммы Q-Or-Ab-An-H₂O [21] при допущении, что $P_{H_2O} = P_{общ.}$. В рассматриваемом случае давление воды составляло примерно 1 кбар, что соответствует глубинам порядка 3 км. Таким глубинам формирования соответствует и абиссальный облик пород с преобладанием гипидноморфизма озернистых структур.

Приведенная цифра должна быть скорректирована реконструкцией мощностей чехла и временем вовлечения в размыв гранитоидов.

Обсуждение и некоторые выводы

По находкам разнообразных, крупных до валунов и мелких обломков гранитоидов в сенонских отложениях можно судить об имевшем место досенонском гранитоидном магматизме в пределах Мегринского антиклинория. Вопросы геодинамики, возникновения, масштабности гранитоидного магматизма и его рудоносности, конечно, могут быть пока изложены в первом приближении.

Прежде всего очевидно, что размер обломков и их количество уменьшаются в полосе выходов конгломератов сенона от басс. р. Шишкерт и Цав на северо-запад к долине р. Кирс. Их распределение указывает на местоположение питающей провинции—выхода досенонских гранитоидов, соответствующее центральной части Мегринского антиклинория. Литофации верхнепалеозойских выходов вдоль восточного крыла антиклинория ничего не дополняют к этой проблеме, поскольку каких-либо существенных в них латеральных вариаций не наблюдается. Конечно, эти разрезы менее полные, к тому же более обогащенные терригенным материалом, чем разрезы Урц-Джувльфинской зоны

и, видимо, принадлежат иной структурно-формационной подзоне [17]. Кроме того предполагается, что палеозонский комплекс субплатформенного типа скорее всего и в основании юрского комплекса Кафанского антиклинория.

Структурно-формационное разграничение между Мегринским и Кафанским блоками мы относим к среднеюрско-раннемеловому времени. Очевидно резкое различие в рядах стратифицированных формаций мезозоя этих блоков [7, 8]. Важный рубеж—возникновение в период от раннего мела до раннеконьякского времени включительно офиолитового трога—Зангезурской офиолитовой зоны [3].

Надо полагать, растяжение коры компенсировалось развитием изоклинальной и дисгармоничной (в местах развития эффузивов) складчатости, отчетливо фиксируемой в южном сегменте (г. Хуступ). Продолжение данного литосферного вреза выявлено в Карадаге северного Ирана [23]. Сейсмическим профилированием установлено отсутствие горизонтов отражения воли по всей мощности коры офиолитового шва [4].

В строении Мегринского антиклинория достоверно не известны юрские отложения: этот блок в юре испытывал поднятие и с одним из его этапов, надо полагать, связано внедрение гранитоидов. Показано, что их обломки в конгломератах сенона обнаруживают наибольшее сходство с позднекимерийскими гранитоидами Сомхето-Карабахской и центральной складчатой зоны Малого Кавказа. По аналогии в Мегринском блоке внедрение гранитоидов предполагается в позднеюрское-раннемеловое время. Внедрение интрузии по комплексу признаков ограничивается глубиной 3 км от позднеюрской-меловой кровли. Вероятно лишь при интенсивном воздымании за время до раннего сенона мог реализоваться вывод гранитоидов в сферу размыва. Очень высокие темпы поднятия и соответственно размыва могли быть в специфической тектонической обстановке гравитационного всплывания менее плотных гранитоидов относительно вмещающих и перекрывающих плотных пород метаморфического комплекса в сочетании с боковым сжатием. Модель гравитационного выплывания предусматривает последующее выполнение пространства после «всплывания» породами экзоконтакта [15]. Процессы выравнивания плотностей усиливаются горизонтальным сжатием в связи с ранними стадиями формирования Зангезурского офиолитового трога.

Сходная ситуация между временем внедрения гранитов и началом их размыва приводила к мысли о близповерхностном внедрении [2]. Так, возраст Кохб-Шнохского интрузива датируется 130 млн. лет, а его гальки выявлены в отложениях альба сеномана. По мнению ряда исследователей, это гипабиссальные интрузии [14]. Для них также скорее всего должен работать механизм гравитационного всплывания, но в условиях иных градиентов плотностей, поскольку внедрение имело место в мезозойский вулканогенно-осадочный комплекс, а не древний метаморфический.

Выше отмечалось уменьшение размера гранитоидных обломков к СЗ Мегринского антиклинория. При рассмотрении мощностей залегающей над конгломератами толщи микритовых известняков верхнего сенона оказывается, что в этом же направлении явно нарастает их мощность. Это соответствует отмеченному ранее местоположению поднятия в сенонской палеогеографии. Примерно таково же соотношение зоны максимальных мощностей осадочно-вулканокластической толщи нижнего-среднего эоцена.

Зона главного поднятия в сеноне-эоцене затем становится местом внедрения Мегринского верхний эоцен-миоценового плутона. Следовательно, можно предполагать в широком смысле конфокальность пространственного размещения отмеченных этапов интрузивного магматизма. Геодинамические обстановки их проявления были, конечно, резко противоположными—мезозойский гранитоидный магматизм возникает в условиях масштабного растяжения коры в локальных областях сжатия, между зонами растяжения, тогда как позднепалеогеновый-ниж-

немиоценовый Мегринский плутон возник в коллизии обстановке [13] регионального сжатия и формирования зон растяжения, сопряженных с крупными сдвиговыми дислокациями. Мы еще не знаем в какой мере латеральная зональность Мегринского плутона и разобщенность разломами соотносится с более древним, допалеогеновым структурным планом. Эти вопросы, безусловно, заслуживают дальнейшего изучения.

Институт геологических наук
АН Армении

Поступила 11-VI-1990

Ի. Ն. ՏԱՅԱՆ, Մ. Ա. ՍԱՏԻԱՆ, Ի. Տ. ԶԵՐԲԱՇԻԱՆ

ՄԵԳՐՈՒ ԱՆՏԻԿԼԻՆՈՐԻՈՒՄԻ ԿԻՄԵՐՅԱՆ ԿՐԱՆԻՏՈՒԴԱՅԻՆ ՄԱԿՄԱՏԻԶՄԻ ՄԱՍԻՆ

Մեղրու անտիկլինորիումի սահմաններում, սենոնի նստվածքներում հայտնաբերված գրանիտոիդների խոշոր և մանր բեկորների հիման վրա կարելի է եզրակացնել մինչպալեոգենյան գրանիտոիդային մագմատիզմի գոյության մասին:

Ուսումնասիրված են գրանիտոիդային մագմատիզմի մասշտաբները, առաջացումն ու երկրադինամիկան, ինչպես նաև ապարաֆիզիկական և երկրաբանական առանձնահատկությունները:

Շիշկերտ գետի ավազանից և Ծավից դեպի Քիրս գետի հովտի հյուսիս-արևմտյան մասը սենոնի կոնգլոմերատների ելքերում բեկորների շափերն ու քանակը նկատելիորեն նվազում են:

Վաղսենոնյան գրանիտոիդների բեկորների ելքերը ցույց են տալիս սնող տեղամասի վայրը: Հետաքրքրական է, որ այս գոտին հիմնականում համապատասխանում է Մեղրու անտիկլինորիումի կենտրոնական մասին:

Սենոնի կոնգլոմերատների բեկորներն իրենց կազմությամբ համանման են Սոմխեթա-Ղարաբաղյան և Փոքր Կովկասի կենտրոնական ծալքավոր գոտու կիմերյան գրանիտոիդներին: Ընդունված է, որ Մեղրու բեկորի գրանիտոիդային ներծալթքուկի ներդրումը տեղի է ունեցել այդ նույն ժամանակահատվածում: Եթե ներծալթքուկը ներդրվել է ծածկից 3 կմ խորության վրա, ապա ծածկի միայն ինտենսիվ լվացման դեպքում տեղի կունենար նաև գրանիտոիդների լվացումը վաղ սենոնում: Բարձրացման նման տեմպի դեպքում լվացումը և քայքայումը կարող է առաջանալ յուրահատուկ տեկտոնական իրավիճակում, երբ տեղի է ունեցել գրանիտոիդների գրավիտացիոն բարձրացում՝ զուգակցված կողային ճնշման հետ:

Վերևում նշվեց, որ գրանիտոիդների բեկորները նվազում են դեպի հյուսիս-արևմուտք: Նույն ուղղությամբ նկատվում է նաև միկրիտային կրաքարերի հզորության աճ, որոնք ներդաշնակորեն տեղադրված են կոնգլոմերատների վրա: Այս տեղանքը համապատասխանում է սենոնյան բարձրացման: Մոտավորապես այդպիսիք են նաև ստորին(°)-միջին էոցենի նստվածքա-հրաբուխային հաստվածքների հզորությունները: Նշված սենոն-էոցենյան բարձրացումը հետագայում հանդիսացել է Մեղրու վերին էոցեն-միոցենյան բաթոլիտի ներդրման տեղամասը:

R. N. TAYAN, M. A. SATIAN, R. T. DJERBASHIAN
ON THE MEGHRI ANTICLINORIUM CIMMERIAN GRANITOID
MAGMATISM

Abstract

On the basis of conglomerate pebbles investigation the problem of the Zanguezoor block pre-Paleogene granitoid magmatism and that of

the Meghri anticlinorium development history during the stages, which precede the Meghri batholith formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1955, 130 с.
2. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
3. Асланян А. Т., Сатиан М. А. Зангезурский офиолитовый пояс Малого Кавказа.— ДАН АрмССР, 1977 т. XV, № 4, с. 220—226.
4. Асланян А. Т., Баграмян А. Х., Осипова И. Б., Сатиан М. А. О Зангезурском глубинном разломе Малого Кавказа.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 5, с. 12—20.
5. Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М., Лукасян Р. Х. Альпийский гнейсо-гранитный комплекс Зангезурского выступа доальпийского фундамента.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 2, с. 9—20.
6. Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе.—Изв. АН СССР, серия геолог., 1968, № 10, с. 121—129.
7. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии южного Зангезура.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1972, № 4, с. 34—50.
8. Геология Армянской ССР, Том V, Литология, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, 495 с.
9. Магматические горные породы (эволюция магматизма в истории Земли). М.: Наука, 1987, 438 с.
10. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 330 с.
11. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160 с.
12. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1958, 287 с.
13. Меликсетян Б. М. Петрология, геохимия и рудоносность палеоген-неогеновых вулканно-интрузивных формаций Малого-Кавказа (магматизм зон коллизии).— Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол. мин. наук. Тбилиси: 1989, 54 с.
14. Мелконян Р. Л. Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа.—Автореф. дисс. на соискание уч. ст. докт. геол.-мин. наук, М.: ИГЕМ АН СССР, 1989, 52 с.
15. Мюллер Р., Саксена С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980, 516 с.
16. Паффенгольц К. П. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). М.: Госгеолиздат, 1948, 895 с.
17. Сатиан М. А. Офиолитовые прогибы мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 192 с.
18. Саркисян Г. А., Мнацаканян А. Х., Сатиан М. А., Чолахян Л. С. О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, с. 13—18.
19. Таян Р. Н., Мартиросян Ю. Н. О выявлении верхнемеловых отложений в ядре Бахаджурской горст-антиклинальной структуры.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 2, с. 98.
20. Таян Р. Н., Сатиан М. А., Степанян Э. О., Шаполян А. С. О допалеогеновом гранитоидном магматизме Мегринского блока обломления Зангезурской офиолитовой зоны. Матер. X Всесоюзного литологического совещания. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1988, с. 105.
21. Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987, 230 с.
22. Чибухчян З. О. Интрузивные комплексы Арзаканского кристаллического массива. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1985, 180 с.
23. Verberian M. The Southern Caspian a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust. „Canadian Jour. of Earth Sciences“, v. 20, № 2,

1983, p5. 163—183.

24. S. Pearce, N. Harris, A. Tindle Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. of Petrol., 25, p. 4, 1984 pp. 956—983.

Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992, XLV, № 4. 23—31.

УДК: 550.9:621.039.86

Г. П. БАГДАСАРЯН, Р. Х. ГУКАСЯН, В. А. АГАМАЛЯН, К. А. ДАРБИНЯН,
Э. А. САРКИСЯН, М. М. АВОЯН, К. А. РАШМАДЖЯН

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ОБЛАСТИ ВЕЛЕНСЕ (ВЕНГРИЯ)

В статье изложены результаты анализа и обобщения К-Аг изотопно-геохронологических исследований нескольких десятков представительных образцов, характеризующих разнофациальные и разновозрастные магматические формации обширной рудной области Веленсе Венгерской республики. Работа отражает первый этап (1987—1988 гг.) программы международного научного сотрудничества (1987—1990 гг.) Института геологических наук АН АрмССР (ИГН) и Института ядерных исследований Венгерской АН (Атомки) с участием Центрального геологического института Венгрии (ЦГУ).

Исследованиями устанавливаются пять возрастных групп магматических образований, близко отвечающих раннему олигоцену, верхнему эоцену, палеоцену, верхнему мелу, ранней перми. Полученные результаты, на наш взгляд, позволяют в новом свете рассматривать существующие представления о геологическом строении данной рудной области. Кроме того, они могут быть использованы при рассмотрении вопросов пространственной и возрастной корреляции с выделенными комплексами процессов разно-возрастной рудной минерализации.

Лабораторным исследованиям в ИГН, включая и микроскопию пород, предшествовали совместные детальные полевые исследования Г. П. Багдасаряна и венгерских ученых в обширной области Веленсе с целенаправленным отбором представительных образцов пород из различных и разнофациальных магматических образований. С некоторыми из них пространственно и, возможно, генетически связаны отдельные месторождения полезных ископаемых.

Радиологическое исследование пород проведено общепризнанным методом, выполняемым в передовых лабораториях СССР и за рубежом, с применением в качестве индикатора моноизотопа³⁵ Аг. Полученные таким образом результаты первого этапа научного сотрудничества (1987—1988 гг.) в части работ, осуществляемых в лаборатории ИГН, были доложены Г. П. Багдасаряном, обсуждены и приняты на заседании представителей заинтересованных организаций в Будапеште в 1989 г.

Результаты изотопно-геохронометрических исследований магматических формаций области Веленсе

В соответствии с программой данного этапа научного сотрудничества, здесь не рассматриваются геологические аспекты изученных магматических образований. Эти вопросы, разумеется, нуждаются в дальнейшей обстоятельной геологической интерпретации, прежде всего исследователями Венгрии с учетом существующих геологических представлений.

В приведенной сводной таблице сведен весь фактический аналитический материал К-Аг изотопного датирования отобранных 35 представительных образцов из разновозрастных вулканических, субвулка-