

*532.49
K-73*

*В Геологическую лабораторию
Армянской Академии Наук
от автора*

532.3

K-73

В. Н. КОТЛЯР

ПАМБАКСКИЙ КОМПЛЕКС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

2462

Автор описывает геологические и петрологические особенности открытых им на Кавказе щелочных и связанных с ними пород. Приводимые данные о многократности внедрения интрузий в течение эоценового магматического цикла и об изменении их состава вместе с соображениями о генезисе комплекса проливают новый свет на изучение вулканизма Малого Кавказа.

Прошло уже около 17 лет со времени открытия чрезвычайно интересного, а для Кавказа совершенно уникального комплекса щелочных пород, которому тогда была посвящена небольшая статья автора (6) с характеристикой лишь основного геологического фона и описанием до известной степени случайных образцов пород, взятых при общей геологической съемке. Также случайный характер имели несколько образцов нефелиновых сиенитов из валунов, описанных Д. С. Белянкиным, В. П. Петровым и Р. П. Петровым (1). За прошедшее время автору удалось посвятить целый летний сезон и часть другого специальному изучению этого комплекса и вместе с Г. В. Успенским провести камеральную обработку большого количества собранных материалов. Поэтому в настоящее время является возможным дать довольно полную его характеристику, причем полученные данные позволяют сделать ряд важных выводов, касающихся не только магматической истории Кавказа, но и закономерностей в положении этих интересных образований вообще. По причине ограниченности объема статьи приводимые данные изложены кратко. При этом основную часть статьи составляет фактический материал, а вопросы генезиса освещаются лишь в главных чертах. Автор не может не выразить своего удовлетворения тем, что за время, прошедшее после опубликования первой заметки об этих интересных образованиях, на Кавказе в сходных геологических условиях открыты еще два района распространения щелочных пород (в Мегринском районе Армении и в Гурии), которые ждут дальнейших детальных исследований.

Местоположение комплекса

Памбакский комплекс щелочных интрузий находится в Армянской Фиг. 1. терно в 15—25 км к юго-востоку от города Кировакана. Почти расположены в средней части Памбакского хребта, являю-

1. Нижний паззделом речных систем Куры и Аракса. К северу вдоль песчаники, известник, щелочного состава и т. д. Ходит депрессия рр. Акстафы и Гарпичая (правый 7. Современные налоенные, за пределами которой наблюдаются лишь мел-Эоцей. Кварцевые диориты, т. Порфировидные граниты. II. Верхние к рассматриваемому комплексу. К югу лейцитовые и нефелиновые сиениты. Колиной р. Маман (правый приток р. Занги), дайка эпилейцитовых порфиров. Колиной р. Маман (правый приток р. Занги), брий. Серпент, из щелочных интрузий не заходит.

Район распространения щелочных интрузий весьма высокогорны. Наиболее крупные интрузии расположены у вершины Памбакского хребта и на его южных склонах. При этом многие высокие вершины сложены щелочными породами (Теж-Ахмет — 3109 м, Западная Халлы — 3058.8 м, Восточная Халхалы — 2980 м, Кер-оглы — 2873.4 м, Кор-оглы — 2936.4 м и др.). Наиболее низкие части района имеют абсолютную высоту 1405 м. Растительность распространена в основном на северных склонах хребта и не поднимается выше 2000 м.

Обнаженность района, а также интрузий рассматриваемого комплекса довольно хорошая, что способствовало детальному выяснению взаимоотношений различных пород.

Породы района, их стратиграфия и возраст щелочного комплекса

В строении района распространения щелочных интрузий принимают участие следующие породы (снизу вверх; фиг. 1).

1. Метаморфические сланцы. Возраст этой толщи относится к нижнему палеозою или докембрию.

2. Конгломераты и песчаники, принадлежащие по последней схеме В. П. Ренгардена к верхнему турону. На сланцевой толще турон залегает трансгрессивно и не согласно.

3. Темные мергелистые песчаники и светлые мергели, относимые к нижнему сенону и залегающие на туроне без видимого несогласия.

4. Светлые мергелистые известняки верхнесенонского возраста, залегающие трансгрессивно и местами не согласно.

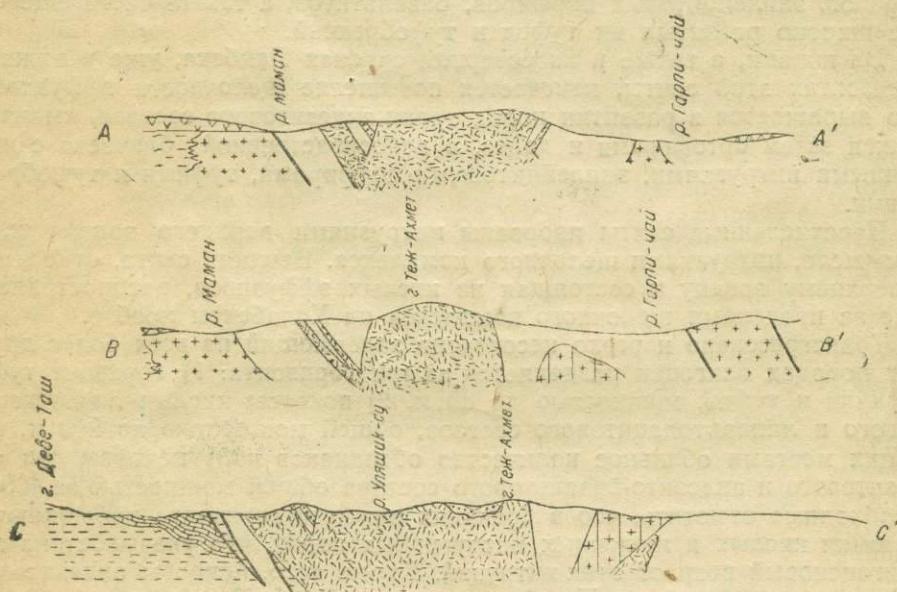
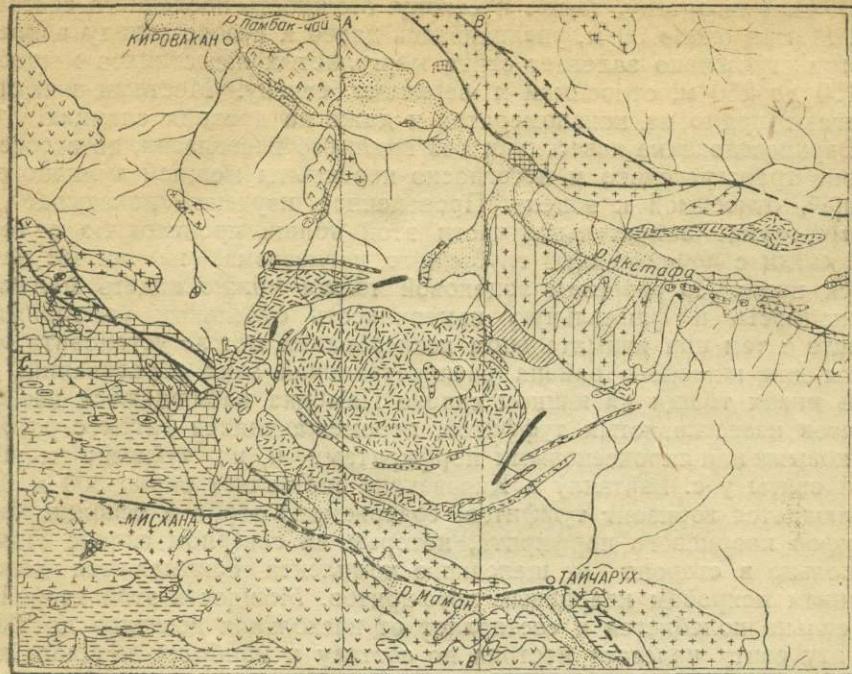
5. Толща огромной до 2.5—3 км мощности, принадлежащая к эоцену и состоящая в основном из вулканогенных пород разного состава. Вулканогенная толща покрывает сенонские известняки обычно без уловимого несогласия, но далее в соседних районах отмечается ее трансгрессивное и несогласное залегание.

6. Туф обрекчи и лавы андезито-базальтового и липаритового состава, трансгрессивно и несогласно перекрывающие все поименованные комплексы пород. Возраст этой толщи, согласно данным К. Н. Паффенгольца (9), относится к олигоцену.

7. Четвертичные образования, выраженные отложениями террас, андезитовыми лавами, элювием и делювием.

Толща древних метаморфических сланцев выходит только в юго-западной части района, где она образует ядро крупной так называемой мисхано-арзакендской антиклинали, распространяющейся далее за его пределами. Толща преимущественно выражена амфиболитами, амфиболовыми и эпидото-амфиболовыми сланцами и в меньшей мере слюдисто-кварцитовыми и другими разностями, более широко распространенными далее к югу. Отмечены также разности слюдисто-кварцитовых сланцев с кианитом, корундом, турмалином, а также с диопсидом и волластонитом. Прослои мраморов редки и имеют незначительную мощность, редко превышающую 1 м. Все сланцы интенсивно дислоцины и прорваны многочисленными интрузиями древних, скорее все леозойских гранитов, чем, главным образом, и вызван метаморфизмом сланцевой толщи.

Верхний мел залегает резко несогласно, слагая северо-восточное крыло антиклинали, и начинается мощными базальтыми конгломератами, переслаивающимися в верхних горизонтах с песчаниками согласно последнему определению фауны, В. П. Ренгардена, к турону. Выше согласно залегает фаунистически чистый горизонт черных или темносерых мергелистов, имеющих мощностью непостоянной от 37 до 82 м, сложенный свитой плитняковых мергелей и известняков.



Фиг. 1. Геологическая карта Намбакского комплекса щелочных пород

1. Нижний палеозой — докембрий. Метаморфические сланцы.
2. Верхний мел. Конгломераты, песчаники, известняки, мергели.
3. Эоцен. Вулканогенная толща.
4. Верхний эоцен. Эффузивы, щелочного состава и их туфы.
5. Олигоген (?) Лавы и туфобрекции.
6. Четвертичные лавы.
7. Современные наносные отложения.
8. Верхний эоцен. Пироксениты и габбро.
9. Верхний Эоцен. Кварцевые диориты, гранодиориты, сиенито-диориты, монцониты.
10. Верхний эоцен. Порфировидные граниты.
11. Верхний эоцен. Сиениты.
12. Верхний эоцен. Ноодмаркиты.
13. Верхний эоцен. Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты.
14. Верхний эоцен. Дайка эпилейцитовых порфиров.
15. Палеозой. Плагиограниты.
16. Нижний палеозой — докембрий. Серпентиниты.
17. Тектонические разрывы.

по В. П. Ренгартену, также к сенону. Мощность последнего составляет у р. Маман около 50 м, увеличиваясь далее к северо-западу вдвое. Выше трансгрессивно залегает свита мергелистых известняков мощностью от 150 до 250 м, относимая к верхнему сенону. Местами известняки залегают прямо на конгломератах и даже на древних сланцах.

Верхнесенонские известняки без видимого несогласия, но в соседнем районе трансгрессивно и несогласно перекрыты мощной вулканогенной толщей, относимой к эоцену. Проведенное изучение показывает, что формирование значительной части этой толщи происходило в теснейшей связи с проявлениями глубинного магматизма, на чем мы остановимся ниже. По разрезам эоценовой толщи можно видеть малую выдержанность и фациальную изменчивость отдельных ее горизонтов. Вместе с тем при внимательном исследовании можно установить общие черты для широкого района распространения этих образований.

В низах толщи на южном склоне Памбака наблюдаются несколько пластов известковистых туффитов, перемежающихся затем с роговообманковыми или пироксеновыми порфиритами и их туфами; мощность этой свиты у с. Вартанлу и Кировакана составляет около 300 м. Выше наблюдается горизонт туффитов, содержащих зерна и осколки кварца, и туфов кварцевого порфирита, которые на северном склоне Памбака несколько в стороне от щелочного комплекса покрываются довольно мощным покровом кварцевых порфиритов. Мощность этой второй свиты сильно колеблется и составляет от нескольких десятков до 300 м. На эту свиту налегает пестрая по составу и наиболее мощная, достигающая 700—1000 м свита, состоящая из разного рода порфиритов, ортофиров, эпилейцитовых порфиров, базальтидов, а также часто еще более широко развитых их туфов и туфобрекчий.

На южном, а также и на северном склонах Памбака, уже в нижних горизонтах этой свиты, намечается повышение щелочности эфузивов, что выражается в развитии пород трахи-андезитового состава, сменяющихся затем ортофирами и далее, в непосредственной близости с щелочными интрузиями, эпилейцитовыми порфиритами, туфами и туфобрекчиями.

Перечисленные свиты прорваны интрузиями верхнего эоцена и, в том числе, интрузиями щелочного комплекса. Верхняя свита, относимая к верхнему эоцена и состоящая из кислых эфузивов, распространена уже за пределами щелочного комплекса на Халабском хребте.

Трансгрессивно и резко несогласно залегающий на всех более древних породах олигоцен разделяется на три горизонта: 1) горизонт туфобрекчий и туфов, мощностью до 80 м; 2) покровы кислых лав липаритового и липаритодакитового состава, общей мощностью до 200 м, несущих местами обильное количество обсидианов и 3) покровы лав андезитового и андезито-базальтового состава общей мощностью до 400 м. Необходимо отметить, что в брекчиях нижнего горизонта наблюдаются обломки кислых и щелочных интрузивных пород, что указывает на до-олигоценовый возраст этих интрузий. Кроме того, покровы андезитовых лав на южных склонах Памбака, которые К. Н. Паффенгольц (9) тоже относит к олигоцену, непосредственно перекрывают щелочные интрузии и не несут никаких следов изменения со стороны последних.

Четвертичные отложения распространены главным образом вдоль долин протекающих в данном районе рек и их притоков.

Тектоника района и положение Памбакского щелочного комплекса среди элементов региональной тектоники

Тектоника района щелочного комплекса отличается большой сложностью. Здесь в том или ином виде проявилась складчатость нескольких эпох, что выражается хотя бы в том факте, что древняя метамор-

фическая толща дислоцирована гораздо интенсивнее мезо-кайнозойских отложений. При изучении широкого района нами отмечены тектонические элементы дотуронского, скорее всего каледонского или варисского возраста, но на них мы в настоящей статье останавливаться не будем.

В данном районе проявлены также доверхненеоценовые, доолигоценовые (верхнеэоценовые) и более молодые, уже послеолигоценовые движения, из которых наиболее интенсивными были верхнеэоценовые движения. На это указывают не только большие и повсеместные несогласия в налекании олигценовой толщи, но также и непосредственное перекрытие разрывов эоценового времени вулканогенной толщей олигцена. С этими же движениями тесно связаны и широкие проявления магматизма, в том числе и щелочных интрузий.

Основным тектоническим элементом является крупная мисхано-арзакендская антиклиналь, протягивающаяся в северо-западном направлении более чем на 40 км с шарниром, погружающимся к юго-востоку. Щелочный комплекс расположен на ее северо-восточном крыле в месте его перегиба в пологую памбакскую синклиналь, хорошо выраженную на вершине хребта в эоценовой вулканогенной толще. Далее к северу, вдоль гарпичай-акстафинской депрессии, выражена новая более узкая антиклиналь. Более второстепенные изгибы в вулканогенной толще выражены в районе щелочного комплекса.

Следующими крупными элементами тектоники являются зоны разрывов, ограничивающие щелочный комплекс с северо-востока и юго-запада. И северная, так называемая Дилижанская, зона и южная — Маманская — прослежены на большом протяжении и относятся к крупным региональным разрывам, с амплитудами перемещений, исчисляемыми многими сотнями метров. Местами эти зоны разветвляются и далее или соединяются вновь, или образуют самостоятельные разрывы. К последним относится фиолетовский разлом в юго-восточной части района и мисханский — в юго-западной. Следует отметить, что один из разломов, ответвляющихся от Маманской зоны, прорывается интрузией щелочных сиенитов. Падение почти всех северо-западных или широтных разрывов северное и обычно крутое, но местами выполаживающееся до 30—45°. Кроме них, отмечен ряд более молодых сбросов северо-восточного направления, имеющих меньшую амплитуду перемещений. Один из таких сбросов — уляшицкий — пересекает и смещает интрузию кварцевых диоритов, а также и интрузии щелочного комплекса.

В целом Памбакский щелочный комплекс расположен на северо-восточном крыле крупной мисхано-арзакендской антиклинали между двумя зонами крупных тектонических разрывов в области довольно пологой, синклинально изогнутой, мощной, вулканогенной толщи эоцена, дающей лишь местами более крутые изгибы. За пределы названных зон тектонических разрывов заходит лишь одна интрузия щелочного состава, называемая бундукской.

Интрузии, окружающие щелочный комплекс и их возрастные соотношения

Памбакский щелочный комплекс расположен среди многочисленных интрузий щелочно-земельного ряда, окружающих его (фиг. 1). Наиболее широко распространены интрузии гранодиоритов, кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов и менее распространены основные и более кислые породы. Исследованиями установлено, что все эти породы образовались во время нескольких внедрений магмы, причем интервалы между отдельными внедрениями были обычно настолько продолжительными, что внедрившаяся в каждом отдельном случае магма со всеми ее дериватами не только успела раскристаллизоваться, но в некото-

рых случаях в эти промежутки успели сформироваться те или иные тектонические разрывы.

Мелких внедрений магмы, или так называемых пульсаций, из которых в ряде случаев слагались соответствующие фазы поднятия магмы между указанными интервалами, мы почти не касаемся, чтобы не уйти далеко в сторону от предмета нашей статьи.

Все перечисляемые ниже интрузии были образованы в течение времени от среднего эоцена и до олигоцена и, по всей вероятности, приурочены к верхнеэоценовой фазе тектонических движений. При этом по крайней мере некоторым из них предшествовали излияния лав.

Все последовательно образованные интрузии могут быть расположены в следующем порядке (от более ранних к поздним): 1) пироксениты, габбро и габбро-нориты, 2) монzonиты, кварцевые монzonиты, гранодиориты, кварцевые диориты, 3) гранодиориты и граниты, 4) порфировидные граниты, уклоняющиеся к сиенитам, 5) сиениты, 6) эпилейцитовые порфиры и тафриты, 7) щелочные и нефелиновые сиениты, 8) нордмаркиты и 9) монzonиты, уклоняющиеся к эсекситам.

В приведенном ряду, отображающем длинную цепь магматических событий, на основании полевых данных и в большинстве случаев на основании изучения прямых соотношений между интрузиями, указанная последовательность установлена достаточноочно прочно. Лишь для двух последних типов — нордмаркитов и монzonитов — их соотношение между собой основано в известной мере на данных петрографического порядка. Возможно также, что нордмаркиты были образованы до эпилейцитовых порфиров и тафритов.

Есть основания считать, что интервалы между внедрением отдельных типов пород были различными. Повидимому, наиболее длительным был интервал между внедрением интрузий монzonito-гранодиоритового ряда с последовавшими вскоре за ними интрузиями близких к ним рогово-обманковых гранитов и резко отличных от них порфировидных гранитов так называемого Гильютского массива, с момента образования которых, собственно говоря, начинается обособление щелочных пород.

Перечисленные выше интрузии залегают среди вулканогенной толщи, принадлежащей к эоцену и состоящей из пород различного состава. Изменение состава продуктов многократных вулканических извержений средне-верхнеэоценового времени несомненно имело место, но изучение их последовательности и связи отдельных покровов с теми или иными интрузиями чрезвычайно затруднительно. Тесная локальная и генетическая связь, существующая между вулканическими и интрузивными образованиями щелочного состава, приводит к мысли о том, что подобная же связь могла существовать по крайней мере между некоторыми соответствующими образованиями данного района, в частности между лабрадоровыми и пироксеновыми порфиритами и их туфами, с одной стороны, и габбро, — с другой, между плагиоклазовыми и рогово-обманковыми порфиритами и интрузиями среднего состава, между кварцевыми порфиритами, а также гранодиоритами и гранитами и др. Это вопрос дальнейшего изучения, но в нашем случае заслуживает упоминания тот факт, что в эфузивах района распространения щелочных интрузий также отчетливо усматривается повышение щелочности, выражющееся в появлении пород типа трахиандезитов, затем в проявлении в близком соседстве с щелочными интрузиями ортофиров, и, наконец, в непосредственной близости вулканических пород щелочного состава с соответствующими интрузиями.

Этим мы ограничиваем рассмотрение общих соотношений между интрузиями и перейдем к характеристике отдельных их типов. При этом, вследствие ограниченности объема статьи, описание всех пород, кроме нефелиновых сиенитов, мы принуждены дать в возможно более крат-

ком виде, не приводя данных многочисленных измерений констант и опуская даже существенные детали.

Пироксениты, габбро и габбро-нориты

Эта группа интрузивных пород является наиболее ранней из всех других интрузий эоценового возраста. Рассматриваемыми породами сложено три небольшие интрузии, находящиеся в наибольшем удалении от щелочного комплекса: две из них выходят севернее гарпичай-акстафинской депрессии и одна в верхнем течении р. Маман. Наиболее значительная из них имеет площадь всего 0.63 кв. км. Она выходит у с. Воскресенка и представлена несколькими петрографическими разновидностями, среди которых развиты прекрасно выраженные шаровые габбро, упоминавшиеся уже ранее. Проведенное изучение показывает, что вначале были образованы пироксениты, дающие постепенные переходы к крупнозернистым габбро, затем полосатые шаровые габбро и впоследствии габбро-нориты. Петрографический состав наиболее широко распространенных габбро характеризуется основным плагиоклазом, представленным битовитом или аортитом, моноклинным пироксеном и роговой обманкой, обычно развивающейся по пироксену. Часто присутствует и оливин. Из аксессориев обычны магнетит, апатит и сфен. В пироксенитах плагиоклаз почти исчезает. В габбро-норитах широкое развитие имеет ромбический пироксен, количества которого бывает весьма значительно. Кроме названных пород, отмечены также и порфировидные разности габбро.

С габбро связаны жильные породы, выраженные розовыми пегматитами и белыми турмалин-содержащими аплитами.

Для химической характеристики пород данного ряда мы располагаем лишь одним анализом пироксенита, приводимым ниже (аналитик М. Т. Селютина):

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	H ₂ O -	Сумма
5096	46.05	1.01	11.75	5.42	7.81	0.10	10.75	14.09	0.96	0.43	0.17	1.37	99.91

Числовые характеристики данной породы, по А. Н. Заварицкому:
 $a : c : b : s = 2.6 : 5.0 : 41.0 : 51.4$; $n = 7.4$; $f' : m' : c' = 29 : 45 : 80$.

По числовым характеристикам порода ближе всего стоит к пироксенитам щелочного ряда.

Кварцевые монцониты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты

Эта группа пород является отчетливо более поздней, так как жилы их секут Воскресенский габбровый массив. Между кварцевыми монцонитами и гранодиоритами типа банатитов, а также между последними и кварцевыми диоритами в ряде случаев отмечены постепенные переходы, что, однако, еще не означает их вполне одновременного образования, так как во внутренних не совсем остывших частях предыдущей интрузии переход к последующей может быть постепенным, в то время как в периферической остывшей части он будет достаточно резким. Кроме названных пород, входящих в данную группу, сюда входят их разновидности, представленные сиенито-диоритами и бескварцевыми монцонитами, связанными с кварцевыми монцонитами, а также диоритами и габбро-диоритами, связанными преимущественно с кварцевыми диоритами.

Более поздними, чем породы монцонитового ряда, но, повидимому, отделенными от них весьма коротким интервалом времени, являются лейкократовые гранодиориты и граниты.

Минералогический состав пород монцонитового ряда представлен обычно преобладающим плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, выраженным анортоклазом или ортоклазом, затем кварцем, моноклинным пироксеном, роговой обманкой, биотитом и минералами примеси, обычно состоящими из магнетита, апатита, сфена и не всегда присутствующих циркона и более редкого ортита. В монцонитах плагиоклаз выражен лабрадором; среди цветных компонентов главную роль играет моноклинный пироксен, в то время как в сиенито-диоритах и в гранодиоритах плагиоклаз обычно представлен андезином; среди цветных компонентов роговая обманка преобладает над пироксеном. В кварцевых диоритах количество калинатрового полевого шпата обычно не превышает 2%.

Породы данной группы слагают крупные массивы и многочисленные более мелкие интрузии, окружающие почти со всех сторон щелочной комплекс. Наиболее крупные массивы — Геджалинский и Маманский — расположены к северу и к югу от него. На более раннее их образование по отношению к щелочным интрузиям указывает как наличие в кварцевых диоритах жил щелочных сиенитов, так и более высокая степень катализма.

Следующее внедрение магмы, повидимому, отделенное лишь небольшим промежутком времени, выразилось в образовании более кислых гранодиоритов и гранитов. Эти породы приурочены к тем же массивам, занимают краевое положение и слагают лишь небольшие участки. По своему составу они весьма близки к породам предыдущей группы, но для них весьма характерно развитие гранофировых структур. В то же время эти породы резко отличаются от следующих за ними порфировидных гранитов.

Характеристика химизма пород данной группы представлена анализами в таблице на 105 стр.

Порфировидные граниты

Следующим по времени внедрения типом пород являются порфировидные граниты так называемого Гильютского массива, представляющие собой как бы переход к породам щелочного комплекса. Они расположены на северном склоне Памбака, вблизи сел. Воскресенка и Гамзачиман, и, кроме того, ими же сложена небольшая дайкообразная интрузия у с. Фиолетово. Последняя проходит вдоль фиолетовского разлома, в то время как кварцевые диориты и кварцевые монцониты пересекаются разломами такого же типа. Это обстоятельство, а также значительно меньшая степень катализма гильютских гранитов и последовавших в дальнейшем щелочных интрузий указывает на их более позднее образование.

Порфировидные граниты представляют собой довольно оригинальные породы, вполне подобных которым на Кавказе пока не известно. Характерной особенностью их является довольно постоянный петрографический состав с определенным уклонением его в сторону сиенитов. Порода имеет порфировидную структуру с крупными до 2—3 см выделениями ортоклаза, обычно являющегося преобладающим. Эти выделения бывают окружены каймами из мелких кристаллов кварца, образующих в ортоклазе идиоморфные вrostки. Кварц присутствует в количестве от 10 и до 20% породы и редко больше. Плагиоклаз, выраженный олигоклазом, часто зонален; находится в переменном количестве от 15 до 40%. Обычно присутствуют зеленая и слабо окрашенная роговая обманка и в меньшем количестве биотит. Из минера-

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O +	H ₂ O -	Сумма	Аналитик
Монцонит	52.90	0.90	19.31	4.81	3.63	0.20	2.85	7.59	3.32	3.53	1.20		100.24	Заимствован у А. С Гинсберга (2)
Габбро-диорит 176 . . .	55.40	1.40	16.46	2.55	6.38	0.15	4.33	8.27	2.81	1.97	0.85	0.14	100.35	М. Т. Селютина
Гранодиорит 297а . . .	65.5	0.59	15.81	1.93	2.17	0.09	2.25	4.28	4.03	2.45	0.89	0.13	100.12	М. М. Стукалова
Кварцевый диорит 2-32	66.41	0.59	15.70	2.10	1.88	0.05	2.60	3.97	3.77	1.90	1.01	0.10	100.08	М. Т. Селютина
Гранодиорит 217в . . .	64.98	0.66	15.49	2.55	2.65	0.05	2.21	4.68	2.85	3.28	0.67	0.11	100.18	М. Т. Селютина

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = \left\{ \begin{array}{l} 12.9:7.1:17.3:63.0 \\ 9.1:2.1:24.0:64.8 \\ 12.4:4.3:8.5:74.8 \\ 11.0:4.8:8.3:75.9 \\ 11.1:4.8:9.4:74.7 \end{array} \right. n = \left\{ \begin{array}{l} 59 \\ 68 \\ 72 \\ 75 \\ 57 \end{array} \right. f:m':c' = \left\{ \begin{array}{l} 46:39:15 \\ 43.5:38.3:18.2 \\ 44:45:11 \\ 42:53:5 \\ 50:40:10 \end{array} \right.$$

лов примеси обычны магнетит, сфен, апатит и довольно часто присутствующий турмалин и ортит.

Характерной особенностью массива порфировидных гранитов является повсеместное присутствие огромного количества сравнительно небольших, более или менее переработанных ксенолитов, отвечающих составу микродиорита или сиенито-диорита.

В целом порфировидные граниты по ряду признаков весьма близко напоминают рапакиви. Из таковых можно указать на наличие порфировидных выделений калинатрового полевого шпата, уклонение петрографического и химического состава в сторону сиенитов, тесную связь с нефелиновыми сиенитами, наличие идиоморфных зерен кварца наряду с ксеноморфными, а также отношение Na_2O к $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, равное в нашем случае 0.4, что как весьма характерное для рапакиви отмечает А. Н. Заварицкий для бердяушского plutона (3). Вместе с тем таких характерных, считающихся обязательными, признаков рапакиви, как олигоклазовые каймы вокруг выделений калинатрового полевого шпата, а также повышенные содержания окислов железа и наличие железистых разновидностей роговой обманки и биотита в гильютских гранитах не наблюдается.

Химический анализ порфировидных гранитов следующий (аналитик Н. К. Сироткина):

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O +	H_2O -	Сумма
A-36	68.45	0.43	14.62	0.97	1.74	0.11	1.80	3.78	3.08	4.30	0.67	0.24	100.19

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому: $a:c:b:s = 12.9:3.1:5.2:79.4$; $n = 52$; $f':m':c' = 37:43:20$.

По химическому составу и числовым характеристикам они почти идентичны основному рапакиви Каневского массива Мариупольского района (8).

Сиениты

Сиениты являются следующим типом пород в порядке последовательности внедрения. Они слагают небольшую интрузию на северном склоне Памбака в непосредственном соседстве с нордмаркитами и нефелиновыми сиенитами. Более поздний возраст сиенитов по отношению к порфировидным гранитам доказывается фактом пересечения последних дайкой сиенитов у дороги Гамзачиман — Мисхана. Кроме того, сиениты пересекаются жилами нордмаркитов и щелочных сиенитов, чем доказывается более раннее образование сиенитов по отношению к собственно щелочному комплексу. Сиениты представляют собой мелко- или среднезернистые розоватого цвета довольно лейкократовые породы. Состав сиенитов характеризуется микропертитовым и калинатровым полевым шпатом, составляющим обычно более 50% всей массы породы, затем плагиоклазом, часто зональным с ядром, соответствующим № 37—40, и периферией № 20—25, кварцем в количестве от 2 до 8%, зеленой роговой обманкой, биотитом и не всегда присутствующим моноклинным пироксеном. Из минералов примеси обычны сфен, апатит, титано-магнетит. Иногда присутствует турмалин и ортит.

Химический состав сиенита следующий (аналитик М. Селютина):

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O +	H_2O -	Сумма
466a	58.00	0.65	18.25	3.18	2.29	0.17	5.24	2.73	4.12	5.06	0.18	0.40	100.27

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = 16.6 : 4.0 : 12.3 : 67.1; n = 55; f':m':s' = 41 : 39 : 20.$$

Этим заканчивается краткая характеристика интрузивных пород, которые предшествовали образованию собственно щелочных пород. Вероятно, что приведенные в порядке последовательности интрузии чередовались и с излияниями лав. Однако изучение последовательности эфузивов и в еще большей степени изучение их генетических соотношений с интрузиями встречает пока большие трудности. Поэтому далее мы переходим к комплексу собственно щелочных пород, первый этап формирования которого, и это твердо установлено, выразился в наземном излиянии щелочных лав и извержении соответствующих туфовых продуктов.

Вулканические породы Памбакского щелочного комплекса

Одной из главных особенностей Памбакского щелочного комплекса является тесная локальная связь между эфузивными и интрузивными его представителями. Можно считать, что центр вулканических извержений щелочных лав находился очевидно там, где сейчас мы имеем центральный так называемый Тежахметский массив нефелиновых щелочных сиенитов, на что указывает и расположение соответствующих агломератов. Эфузивы щелочного состава, выраженные эпилейцитовыми порфирами, анальцимовыми порфирами, а также их туфами и туфобрекциями, несколько далее от щелочных интрузий сменяются ортофирами, а затем породами типа трахиандезитов и соответствующими туфами, сменяющимися далее нормальной вулканогенной толщей преимущественно порfirитового состава.

Подобную же последовательность от пород порfirитового или кварцево-порfirитового состава через породы типа трахиандезитов и ортофиры к эпилейцитовым порфирам и их туфам можно усмотреть и в вертикальном разрезе вулканогенной толщи на северном склоне Памбакского хребта, по рекам Тежахмет-чай, Архашан-чай и др.

Эпилейцитовые и анальцимовые порфиры и их туфы залегают согласно с другими членами вулканогенной толщи Памбакского хребта, причем имеют преимущественно пологое падение. Мощность их покровов различна, но обычно выражается в несколько десятков метров. Наибольшая мощность этих пород отмечается у г. Кер-оглы, где они залегают на туффитах и покрываются также туффитами. Подлежащие туффиты подстилаются туфобрекциями этого же состава, имеющими большую мощность. На северном склоне Памбакского хребта имеются два покрова эпилейцитовых порfirитов. Два покрова этих пород отмечено и у г. Кер-оглы. Интересно также отметить, что в «локрышке» вмещающих пород, сохранившихся в середине тежахметского интрузива, эпилейцитовые порфиры также играют существенную роль.

Вследствие близкого положения рассматриваемых пород к тежахметскому интрузиву, приближающимся местами к самому контакту (у гор Кер-оглы и Маймех), они подверглись интенсивному метаморфизму. Малоизмененные разности отмечены у горы Кер-оглы.

Макроскопически эпилейцитовые порфиры представляют собой темные с более или менее крупными белого или светлосерого цвета выделениями эпилейцита порfirовые породы (фиг. 2). Выделения эпилейцита обычно составляют от 30 до 50% всей массы породы. Размер их колеблется от нескольких миллиметров до 4—5 см, но более обычны — 1.0—1.5 см. В свежем изломе всегда можно видеть агрегатное строение этих выделений, которые в разрезах очень часто имеют кристаллические ограничения, свойственные лейциту. Иногда можно видеть зональное строение псевдоморфоз с чередованием более светлых и более темных зон. У г. Кер-оглы были отмечены анальцимовые пор-

фиры с буроватыми выделениями вместо эпилейцита анальцима. Кроме отмеченных выделений, в породе часто видны гораздо меньшие по размеру белые призматические выделения полевых шпатов, а иногда и эгирии.

Под микроскопом структура породы порфировая или реликтопорфировая, структура основной массы трахитовая, часто метасоматическая. Реликты вкраплеников разных размеров имеют шестиугольные, иногда несколько округлые или неправильные (осколки кристаллов) очертания с разным выполнением. Можно видеть следующие типы выполнения псевдоморфоз: 1) калинатровый полевой шпат, мусковит; 2) калинатровый полевой шпат, мусковит, карбонат и анальцим; 3) цеолит мелкочешуйчатого строения, карбонат, мусковит; 4) мусковит и зеленый биотит в виде редких чешуек; 5) калинатровый полевой шпат с альбитом; и весьма редко 6) калинатровый полевой шпат с нефелином.

Кроме названных типов можно выделить еще ряд других, более редких, состоящих из калинатрового полевого шпата со скаполитом, из одного каолина или мусковита.

Считая, что характер замещения лейциита, кроме крайне редкого в нашем случае типа замещения калинатровым полевым шпатом и нефелином, обусловлен главным образом постмагматическими процессами, в согласии с А. Н. Заварицким (5), мы называем

Фиг. 2. Эпилейцитовый порфир эфузивный. Натуральная величина

эти образования эпилейцитовыми.

Калинатровый полевой шпат представлен то ортоклазом, то анортоклазом, причем свойства его иногда меняются в одном и том же шлифе. Часто наблюдающиеся призматического вида псевдоморфозы, принадлежавшие, по всей видимости, к полевому шпату, выполнены карбонатом и серицитом. Количество их обычно небольшое. Основная масса состоит из лист калинатрового полевого шпата часто разложенных, а также мусковита, чешуек зеленого биотита, иногда эпидота, бесцветного граната, хлорита, карбоната и рудного минерала. Отмечены в отдельных шлифах также и апатит.

В туфах эпилейцитового порфира, особенно широко распространенных у р. Уляшик-су, обычно также сильно измененных, заметны следы кластической структуры. В одном шлифе в основной массе включений и в реликтах порфировых выделений много мелкораспыленного граната. В туфобрекциях включения эпилейцитовых порфиров, достигающие величины до 10—15 см, заключены в цементе, состоящем из мелкого туфового материала.

Химический анализ эфузивного эпилейцитового порфира, взятого у горы Кер-оглы, следующий (аналитик М. Т. Селютин):

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	H ₂ O гигр.	P ₂ O ₅	Сумма
397a	54.25	0.44	21.47	0.80	1.22	0.12	0.48	2.44	4.44	10.51	3.39	0.18	0.05	99.79

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = 27.0:2.0:4.3:66.7; n = 39; f':m':c' = 50:21:29.$$

Данная порода близка к анхиметаморфным фонолитам ишимского комплекса (4), а также к среднему составу лейцитовых фонолитов по Дэли.

Анальцимовые порфиры отличаются главным образом тем, что вместо эпилейциита в них наблюдаются порфировые выделения анальцима. Выделения последнего вместе с эпилейциитом не наблюдались, они темносерого цвета, иногда с лиловым оттенком, размер их до 2 см, общее количество составляет 30—35% породы.

Анальцим имеет хорошо выраженную кубическую спайность, низкое двупреломление, а иногда и двойниковое строение. Нередко замещается мусковитом, мелкочешуйчатым цеолитом и каолином. Химический анализ свежего и тщательно отобранного анальцима следующий (аналитик Е. А. Свержинская):

№ опр.	SiO_3	TiO_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.л.п.	H_2O гигр.	CO_2	BaO	Сумма
337б	53.66	0.68	22.45	0.66	—	0.03	0.36	1.19	10.62	1.26	7.36	0.36	0.76	0.10	99.50

Основная масса анальцимовых порфиров такая же, как и в эпилейцитовых порфирах. Иногда отмечаются довольно обильные образования флюорита.

Щелочные породы крупных даек

Выделение щелочных пород крупных даек основано не только на особенностях их петрографического состава, но и на соотношениях их с вулканическими и интрузивными породами щелочного состава. Последние заключаются в том, что они прорывают эпилейцитовые порфирсы и их туфы, но сами прорываются интрузией нефелиновых и щелочных сиенитов.

Рассматриваемые породы слагают прямолинейные, но не круговые, принадлежащие уже к характерным интрузиям центрального типа дайки, расположенные в ближайшем соседстве с крупными щелочными интрузиями вне их тел. Залегание их также разнообразное, но преобладают крутые дайки до отвесных. По петрографическому составу выделяются дайки эпилейцитовых порфиров и эпилейцитовых тефритов.

Наиболее распространенные эпилейцитовые порфиры макроскопически представляют собой серые или темносерые порфировые породы с крупными выделениями эпилейциита и более мелкими полевого шпата и щелочной роговой обманки. В других дайках многочисленные выделения эпилейциита особенно хорошо сохранили кристаллические ограничения лейциита при величине кристаллов до 12 см (фиг. 3).

Средняя величина кристаллов в южной дайке составляет 4—6 см. Нередко такие выделения представляют собой сростки нескольких кристаллов вместе.

Структура породы порфировая, основная масса трахитоидная или микрогранитовая. Вкраепленники состоят из псевдоморфоз по лейцииту, а также из полевого шпата и иногда присутствующего зеленоватого моноклинного пироксена. Псевдоморфозы по лейцииту являются не только крупными, но и весьма обильными. Как и в эффузивных эпилейцитовых порфирах, псевдоморфозы выполнены калиевым полевым шпатом, мелкочешуйчатым, иногда с радиально-лучистым строением, цеолитом, мусковитом, иногда мелкочешуйчатым зеленым биотитом, карбонатом и редкими в виде единичных зерен рудным минералом и моно-

клинистым пироксеном, расположенным обычно у периферии. Основная масса состоит из лейстовидных или короткостолбчатых кристаллов калиевого полевого шпата, мелкочешуйчатого цеолита, нередко также мелкочешуйчатого зеленого биотита, карбоната и иногда мелких зерен бесцветного граната.

Химический анализ породы следующий (аналитик Б. Френкель):

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O гигр.	Сумма
7556	55.67	0.44	21.08	1.67	1.21	0.23	0.34	2.60	4.08	9.39	4.75	0.32	99.78

Числовая характеристика по А. Н. Заваринскому:

$$a:c:s = 25.0:3.0:4.1; n = 40; f':m':c' = 73:16:11.$$

По химическому составу порода близка к эфузивным эпилейцитовым порфирам.

Эпилейцитовые тефриты выявлены по р. Уляшик-су лишь в виде небольших даек. Это более темные порфировые породы с крупными выделениями эпилейцита состава:

калиевый полевой шпат, мусковит и иногда немного нефелина и более мелкими выделениями титанавгита, основного плагиоклаза до № 70 и иногда присутствующего оливина. Основная масса представлена калиевым полевым шпатом плагиоклазом и вторичными образованиями, из которых обычны зеленый биотит и эпидот. Аксессории представлены апатитом и рудным минералом. Соотношения между эпилейцитовыми порфирами и эпилейцитовыми тефритами не ясны.

Главные интрузии щелочного состава и их морфология

Основной морфологической особенностью щелочного комплекса является тесная сгруппированность его интрузий среди той части эоценовой вулканогенной толщи, где сосредоточены и щелочные эфузивы, а также



Фиг. 3. Выделения эпилейцита в эпилейцитовой порфире

округлые очертания главных интрузий и центрального так называемого Тежахметского массива. Еще более характерна и замечательна форма другой крупной интрузии щелочных сиенитов, с трех сторон огибающей Тежахметский массив. Лишь с северо-восточной стороны около этого массива расположены не щелочные сиениты, а нордмаркиты, кварцодержащие сиениты и далее крупная гильютская интрузия порфировидных гранитов, за которой уже на левобережье р. Акстафы расположена еще одна небольшая так называемая бундукская интрузия щелочных сиенитов.

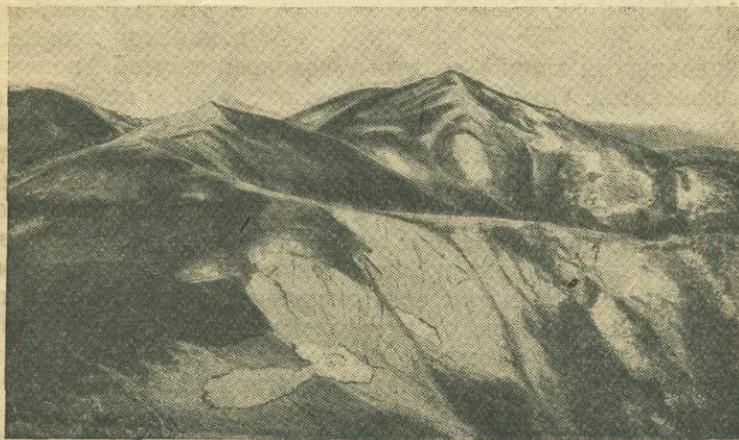
Другой весьма характерной чертой морфологии наших интрузий является их склонность посыпать от себя дайкообразные апофизы или сопровождаться подобными же изолированными дайками. Огибающая

интрузия заканчивается длинными часто дугообразными дайками в ее северной и юго-восточной частях. Дайкообразные апофизы отмечены в ряде мест тежахметской интрузии, а также танзутской (небольшая интрузия, расположенная к северу от Тежахметского массива) и бундукской.



Фиг. 4. Нефелиновые сиениты южного склона Памбакского хребта

В целом щелочные интрузии Памбака весьма близко напоминают интрузии центрального типа, широко развитые в Шотландии. Образование этих интрузий, по Ричи (12), обычно происходило не одновременно, а последовательно от периферии к центру.



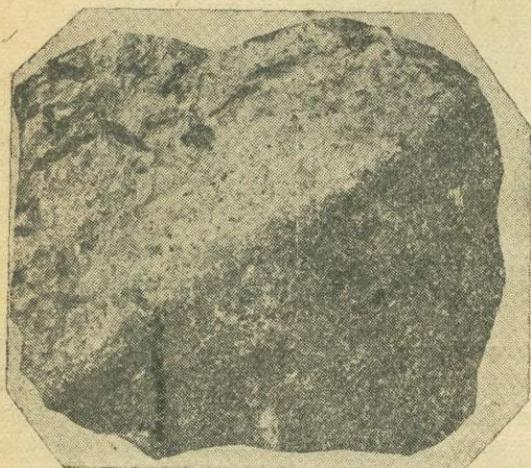
Фиг. 5. Тежахметский массив

Тежахметский массив несколько вытянут в широтном направлении и имеет площадь 43.8 кв. км при длине около 10 км и ширине до 6 км. В восточной части на нем сохранилась покрышка вмещающих пород, что указывает на небольшую глубину эрозионного среза. Общая площадь конической интрузии составляет 18.5 кв. км, а суммарная площадь всех интрузий щелочного состава без гильютской составляет 63.6 кв. км.

Вследствие хорошей обнаженности щелочных интрузий и особенно Тежахметского массива (фиг. 4 и 5) удалось проследить и изучить их контакты. В тежахметской интрузии преобладают резкие (фиг. 6), часто неровные и крутые контакты с падением от массива под углом $40-90^\circ$ и лишь для северных контактов опускающимся до 36° , а в одном месте до 18° . Обратное падение наблюдается значительно реже, причем оно всегда весьма крутое, близкое к 90° . Контакты огибающей интрузии обнажены хуже, однако во всех наблюдавшихся случаях они круто наклонены в сторону Тежахметского массива.

Большой интерес представляет внутренняя структура щелочных интрузивов и особенно Тежахметского массива, проявленная весьма отчетливо. Полосчатые и директивные структуры в пределах Тежахмет-

ского массива развиты очень широко. Отмечается приуроченность полосчатости к контактам. Кроме того, в массиве имеют значительное распространение ксенолиты вулканических пород, во многих случаях сильно рассланцеванные. Эти ксенолиты, иногда весьма значительной, до 100 м величины, часто представленные метаморфизованными эпилейцитовыми порфираторами, образуют довольно четкую полосу в западной части массива, следующую в общем согласно с направлением контактов. По направлению линейных структур истечения, ориентированности ксенолитов и их



Фиг. 6. Контакт нефелинового сиенита и ортофира. Натуральная величина

рассланцеванности можно судить о довольно крутой поверхности западных контактов. Строение отдельных интрузий и особенно Тежахметского массива неоднородно. К периферической части последнего приурочиваются псевдолейцитовые сиениты, образующие прерывистую кольцеобразную интрузию, затем главную часть массива слагают нефелиновые и щелочные сиениты, а среднюю, несколько подвинутую к северо-востоку часть слагают эгириновые и эгирин-авгитовые сиениты. По расположению этих пород, а также по их структурным, текстурным и другим особенностям есть основания предполагать последовательное образование сначала псевдолейцитовых сиенитов, затем нефелиновых и щелочных сиенитов как Тежахметского массива, так и конической интрузии и уже впоследствии эгириновых и эгирин-авгитовых сиенитов. Такая последовательность не вполне вяжется с представлениями Е. Н. Андерсона (10) о конических интрузиях, но нам она кажется более отвечающей имеющимся данным.

Ниже мы переходим к петрографической характеристике пород в порядке их относительной распространенности.

Гастингсит-нефелиновые сиениты

Гастингсит-нефелиновые сиениты представляют собой чаще всего серые, светлосерые, реже более темные средне-, иногда крупнозернистые породы гранитоидного, трахитоидного или порфировидного сложения. Макроскопически кроме полевых шпатов обычно различаются зер-

на красноватого, желтоватого или серого нефелина, черные кристаллы гастингсита и буроватые зерна сфена.

Структура породы гранитоидная или трахитоидная, текстура массивная. Порода состоит из калинатрового полевого шпата, нефелина, плагиоклаза, гастингсита и не всегда присутствующих анальцима, моноклинного пироксена, биотита и меланита. Из минералов примеси присутствуют: сfen, апатит, титаномагнетит, флюорит и циркон.

Наиболее идиоморфным из главных минералов чаще всего является гастингсит, лишь иногда уступающий свое место только плагиоклазу, затем после плагиоклаза идет калинатровый полевой шпат и затем нефелин. Идиоморфизм нефелина по отношению к калинатровому шпату наблюдается довольно редко.

Калинатровый полевой шпат почти всегда является преобладающим минералом и составляет до 50—70% общей массы породы. Обычно представлен ортоклазом. Многочисленные измерения показывают небольшие отклонения от моноклинности. Чаще угол между \perp (001) и Ng равен 4—8,5° и только в трех случаях из 22 был более 10°. Кроме того, лишь для некоторых измерений угол между \perp (010) и Ng оказался больше нуля. 2V варьирует от —61 до —82°, чаще оставаясь в пределах —65—70°. Обычно калинатровый полевой шпат является микроперититовым с полосчатым, пятнистым или жилковатым характером микроперититовых включений.

В статье Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и Р. П. Петрова (1) калинатровый полевой шпат считается анортоклазом, хотя $2V = -61 - 64^\circ$, кроме того, по приводимым данным он не является точно триклиническим.

Эти авторы приводят следующий анализ микроперититового калинатрового полевого шпата:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	Сумма
63.65	0.04	19.63	0.41	—	0.01	0.12	0.97	0.25	3.52	10.20	1.31	100.11

Расчет на элементарные составляющие, проведенный теми же авторами (1), дает: Or — 60.4, Ab — 29.8, An — 4.8, Ce — 0,62%.

Нефелин присутствует в количестве от 5 до 40% общей массы породы в виде как мелких, так и более крупных, чаще изометрических зерен, размером до 2 мм. Часто разлагается с замещением его мелкочешуйчатым цеолитом (натролитом), канкринитом и мусковитом. Разложение и замещение нефелина начинается по трещинам спайности и по периферии. Обычно он разложен гораздо интенсивнее, чем полевые шпаты. Для химической характеристики приводим два анализа, из которых второй заимствован из статьи Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и Р. П. Петрова (1).

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na_2O	K_2O	П. п. п.	H_2O гигр.	P_2O_5	F	CO_2	Сумма
1	43.90	Следы	33.75	0.55	0.22	0.015	0.11	1.19	—	14.45	4.81	0.45	0.08	Следы	0.03	Нет	100.43
2	44.31	Нет	33.56	0.60	—	0.01	0.28	2.43	Нет	10.75	6.42	1.25	—	—	—	—	99.60

Кроме того, для первого образца было проведено спектроскопическое определение Sr, Be и Rb, в результате чего Sr обнаружен качественно, Rb определен в количестве 0,01%, Be не обнаружен.

Плагиоклаз в виде самостоятельных кристаллов обычно составляет не более 10—15% породы, но нередко отсутствует вовсе. Обычно выражен идиоморфными таблитчатой или призматической формы кристаллами разной величины от 0.3 до 2 мм и редко больше. Зональное строение обнаруживается сравнительно редко. Многочисленные измерения показывают значительные колебания состава от № 20 до 41. Можно сказать, что для Тежахметского массива плагиоклаз представлен олигоклазом № 20—26, а длягибающей и более мелких интрузий андезином № 35—41. В зональных кристаллах ядро отвечает № 52—60, а периферия № 25—39. Д. С. Белянкин, В. П. Петров и Р. П. Петров (1) указывают, что ядро одного из кристаллов плагиоклаза отвечает даже № 70. Сдвойникован чаще по карлсбадскому, реже по сложному закону.

Гастингсит является главным цветным компонентом, хотя общее количество его редко превышает 12—15%, обычно же значительно меньше. Чаще он выражен хорошо образованными кристаллами призматической формы, длина которых колеблется в широких пределах от 0.2 до 5 мм и более. Часто наблюдается хорошая спайность по (110) и (110), нередко отмечаются и двойники. Находясь совместно с эгирин-авгитом, дает вокруг него реакционные каймы, прорастает и замещает его, заключая в себя лишь его остатки в виде неправильных пятен. По своим оптическим свойствам не везде вполне одинаков, но резко отличных разновидностей в одном и том же образце, как это описано для Мариупольского массива, не наблюдается. Обычно плеохроизм такой: Ng — темнозеленый, иногда с буроватым оттенком, Nm — темный зеленовато-бурый до черного, Np — светлый оливково-зеленый или зеленовато-бурый. Схема абсорбции: Ng \geqslant Nm \gg Np; угол между [001] и Ng равен в измеренных случаях 16, 18, 20 и 24°; Ng — Np = 0.012, 0.013, 0.016, 0.017 и 0.019; 2V = —40, —54, —54, —56, —62; Ng = 1.716; Np = 1.697 \pm 0.002. Отмечается сильная дисперсия оптических осей $\rho > v$. Нередко является зональным, причем ядро обычно имеет больший угол оптических осей, меньший угол погасания и большее двупреломление, чем периферия.

Химический анализ тщательно отобранного минерала следующий (аналитик Е. Свержинская):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O гагр.	Cl	F	CO ₂	Сумма
37.49	3.03	13.12	19.60	1.38	7.98	11.96	1.82	2.45	0.37	0.20	0.08	0.34	Нет	99.82

Для определения отдельно окиси и зокиси, что не было сделано из-за нехватки материала, а также для проверки содержания окиси титана была проанализирована другая проба этого же минерала, которая дала следующие результаты:

Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Cl	F
9.28	11.69	3.08	0.08	0.34

Приведенные данные показывают, что наш амфибол должен быть отнесен к фемагастигситам М. Биллингса (11), т. е. к промежуточным разностям между феррогастигситами и магнезиогастигситами.

Пироксен не является характерным для рассматриваемой разности нефелиновых сиенитов, причем там, где он присутствует, его всегда меньше, чем гастигсита; представлен слабозеленоватой разновидностью моноклинного пироксена или обычным эгирин-авгитом; часто замещается гастигситом: иногда обнаруживает зональное строение с интенсивно зеленой периферией и слабоокрашенным ядром.

∠ [001] : Ng = 41—54°; 2V = +57—80°; Ng — Np = 0.028.

Биотит является обычным, хотя и не всегда присутствующим минералом. Количество его как правило не выходит за пределы 1—2%, причем в трахитоидных разностях его обычно больше. Представлен зеленовато-бурой разновидностью с разъеденными пластинчатыми формами или неправильными образованиями, часто ассоциирующими со сфером. Вокруг титаномагнетита иногда образует каемки.

Меланит является весьма характерным для нефелиновых сиенитов некоторых приконтактовых участков. Нередко, особенно в полосатых разновидностях, образует крупные и хорошо образованные кристаллы величиной до 2 см. Часто в нем наблюдаются призматические кристаллы полевого шпата. Под микроскопом всегда бурый до оранжевого, иногда неравномерной окраски. Химический анализ меланита следующий (аналитик Е. Свержинская):

SiO ₄	TiO ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. ¹	H ₂ O гигр.	F	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
34.26	3.43	6.41	19.52	3.11	2.14	0.68	30.16	0.12	0.04	0.45	0.08	0.03	Следы	Нет	100.43

Анальцим является также довольно часто присутствующим минералом особенно в трахитоидных разностях, где он наблюдается в промежутках между удлиненными кристаллами полевых шпатов; обычно свеж; часто наблюдается спайность по (100); почти изотропный, но иногда показывает двупреломление около 0.001; показатель преломления, измеренный иммерсионным способом в изотропном зерне, равен 1.492+0.002.

Псевдоморфозы, выполненные мелкочешуйчатым цеолитом, были отмечены еще раньше, но природа их осталась невыясненной (6).

Они выявлены только под микроскопом, где часто имеют форму правильных многоугольников размером до 15 мм. Количество псевдоморфов обычно небольшое — 1—2 в поле зрения микроскопа, но иногда доходит до 10% площади шлифа.

Из минералов примеси наиболее характерны и всегда присутствуют сфер, апатит и рудный минерал, из коих первый часто наблюдается в зернах величиной до 2 мм. Рудный минерал часто представлен титаномагнетитом, о чем можно судить по каемкам мелких кристаллов сфе на вокруг него.

Циркон и флюорит тоже обычны, хотя и не всегда присутствуют. Циркон иногда образует довольно крупные кристаллы величиной более 1 мм.

У с. Воскресенка в шлихах отмыт бурый радиоактивный циркон. В некоторых шлифах отмечен рутил. Из вторичных образований наиболее характерны цеолит мелкочешуйчатого типа, мусковит и канкридин.

Для химической характеристики гастигсит-нефелиновых сиенитов мы располагаем следующими двумя анализами, из которых второй заимствован из статьи Д. С. Белянкина, В. П. Петрова и Р. П. Петрова (1):

¹ Аналитик Ю. Н. Киповиц.

$$a:c:b:s = \begin{cases} 22.0:3.1:3.4:71.5; \\ 23.1:3.4:5.8:67.7; \end{cases}$$

$$n = \begin{cases} 46; \\ 46; \end{cases} f':m':c' = \begin{cases} 75:21:4; \\ 62:19:19; \end{cases}$$

В приведенных анализах обращает на себя внимание малое количество железа и особенно преобладание калия над натрием. Незначительное количество окиси бария может быть объяснено наличием в ортоклазе цельзиановой молекулы.

Щелочные сиениты

Щелочные сиениты представляют собой тип пород, имеющих еще более широкое распространение, чем нефелиновые сиениты, с которыми они обычно связаны постепенными переходами. Макроскопически от нефелиновых сиенитов они отличаются только отсутствием выделений нефелина, причем от тех разностей, где нефелин является мелким и имеет серый цвет, их отличить очень трудно. Среди щелочных сиенитов также различаются гранитоидные и трахитоидные разновидности, из которых последние, пожалуй, имеют более широкое развитие в конической интрузии. Довольно широко развиты также порфировидные разности щелочных сиенитов, наблюдавшиеся главным образом в Тежахметском массиве по правым притокам р. Уляшик-су (фиг. 7).



Фиг. 7. Порфировидный щелочный сиенит. Натуральная величина. Пришлифованная поверхность

Микроскопически щелочные сиениты отличаются от описанных выше нефелиновых сиенитов отсутствием или незначительным количеством нефелина. Во всех других отношениях эти породы, особенно для крупных интрузий, совершенно идентичны.

№	Наименование интрузии и № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	[H ₂ O гигр.]	P ₂ O ₅	Сумма	Аналитик
1	Тежахметский массив, № 276	54.16	0.45	19.77	1.93	2.57	0.28	1.89	5.82	4.98	5.18	2.44	0.44	0.32	100.23	Р. П. Ильницкий
2	Огибающая интрузия (Южная часть), № 738а	60.96	0.33	19.24	1.68	1.00	0.18	0.55	2.23	5.49	6.60	1.09	0.46	—	99.81	Б. Френкель
3	Огибающая интрузия (Маймежская часть), № 617	58.25	0.55	19.21	2.15	1.86	0.22	1.11	3.24	3.59	7.92	1.57	0.18	—	99.85	М. Т. Селютина
4	Бундукская интрузия, № 76	59.33	0.62	18.49	2.39	2.22	0.19	1.38	3.25	4.19	7.11	0.73	0.08	—	99.98	М. Т. Селютина

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ анал.	a : c : b : s	п	f' ; m' ; c'
1	19.4 : 4.2 : 11.2 : 65.2	59	41 : 30 : 29
3	22.2 : 2.0 : 4.5 : 71.3	56	61 : 22 : 17
3	20.3 : 3.3 : 6.7 : 69.7	41	68 : 29 : 13
4	20.0 : 2.6 : 8.3 : 69.1	47	54 : 19 : 17

Лишь в некоторых шлифах отмечено несколько повышенное количество плагиоклаза (андезина), да для отдаленной к северо-востоку бундукской интрузии намечается уклонение щелочных сиенитов в сторону эссеекситов, что выражается в структуре породы, обычным присутствием, кроме щелочного (амфибола, и бесцветного моноклинного пироксена ($<[001]$, $\text{Ng} = 45-46^\circ$, $2V = +58-62^\circ$, $\text{Ng} - \text{Np} = 0,021-0,027$) и в несколько повышенной основности плагиоклаза, подходящего в ядре зональных кристаллов до № 65 при периферии, соответствующей № 20.

В порфировидных разностях Тежахметского массива отмечено повышенное количество гастигита, доходящее до 20% породы.

Химические анализы щелочных сиенитов приводятся в таблице на стр. 117.

Эгириновые и эгирин-нефелиновые сиениты

Эгириновые и эгирин-нефелиновые сиениты, развитые в центральной и восточной частях Тежахметского массива, представляют собой породы, отличные от описанной выше разности. Это среднезернистые буро-ватого цвета довольно равномерного сложения породы, в которых нередко можно наблюдать микролитовые пустоты. Среди полевошпатовой массы различимы небольшие кристаллы бурого эгирина.

Структура породы гранитоидная или трахитоидная. Порода состоит из ортоклаз-микроперитта, нефелина, плагиоклаза, эгирина или эгирина-авгита, а также минералов примеси, из которых обычны апатит, сфен, рудный минерал и циркон. Присутствующая иногда гастигитовая роговая обманка в количественном отношении обычно подчинена эгирину-авгиту, и в таких случаях нередко она замещает последний. Иногда эгирин выражен акмитовой разностью. Отмечен также почти бесцветный эгирин.

Количество нефелина варьирует в широких пределах, причем, как и в гастигитовых разновидностях, он часто почти или совсем отсутствует, и порода переходит в щелочной сиенит. Остальные минералы имеют тот же характер, что и в гастигитовых разновидностях.

Химический состав породы № 831 следующий (аналитик Ю. Н. Книпович):

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	F	$\text{H}_2\text{O}+$	$\text{H}_2\text{O}-$	Сумма
63.68	0.40	18.77	1.76	0.40	0.18	0.25	9.55	5.83	7.69	0.04	0.46	0.12	100.13

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:

$$a : c : b : s = 24.0 : 0.5 : 2.7 : 72.8; n = 53; f' : m' : c' = 80 : 15 : 5.$$

Псевдолейцитовые сиениты

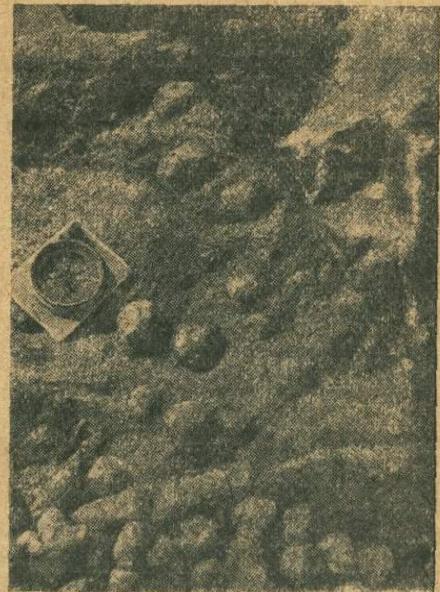
Псевдолейцитовые сиениты распространены исключительно в Тежахметском массиве и только в краевых его частях, недалеко от контакта. С нефелиновыми и щелочными сиенитами эти породы связаны постепенными переходами.

В своем наиболее ярком проявлении псевдолейцитовые сиениты выражены серыми узловатого сложения породами, обращающими на себя внимание чрезвычайно интересными шарикоподобными выделениями величиной 3—4 см (фиг. 8), состоящими из ортоклаза и нефелина.

В выветрелых выходах у поверхности эти «шарики» легко отделяются от основной массы породы. Количество их по объему доходит до 50% всей массы породы. Иногда эти шарикоподобные выделения сохраняют отчетливые ограничения триакисоктаэдров (тетрагон-триоктаэдр), свойственных лейциту. В более свежих и компактных псевдолейцитовых сиенитах наблюдаются сгустки розового нефелина одног или вместе со светлыми, часто удлиненно-призматическими кристаллами ортоклаза и иногда с редкими и мелкими защемленными зернами гастингсита среди светлосерой зернистой массы типа обычных нефелиновых сиенитов гранитоидного сложения. Под микроскопом минералогический состав основной массы обычно соответствует составу гастингсит-нефелиновых сиенитов.

Псевдолейцитовые сиениты как более богатые нефелином привлекают к себе внимание в качестве источников алюминиевого сырья.

Химический состав псевдолейцитовых сиенитов, относящийся к северной периферии Тежахметского массива, таков (аналитик Р. П. Ильницкий).



Фиг. 8. Псевдолейцитовый сиенит. Видны шарикоподобные выделения псевдолейцита

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{H}_2\text{O}+$	$\text{H}_2\text{O}-$	P_2O_5	Сумма
268	56.12	0.42	21.10	1.31	1.36	0.24	0.58	3.15	3.54	8.52	2.65	0.58	0.11	99.68

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = 21.7 : 4.2 : 4.5 : 69.6; \quad n = 39; \quad f':m':c' = 23 : 59 : 18.$$

Нордмаркиты

Эти породы слагают несколько мелких интрузий у вершины Памбакского хребта и, повидимому, являются более поздними, чем породы крупных интрузий, так как жилы их встречены в кварцевых сиенитах и в остатке кровли Тежахметского массива. В составе нордмаркитов главную роль играет обычно микроперититовый калинатровый полевой шпат, составляющий до 90% породы, и в значительном количестве кислый плагиоклаз, щелочная роговая обманка, слабозеленый моноклинный пироксен, биотит и в еще более незначительном количестве кварц. Из минералов примеси обычны рудный минерал, сфен, эпратит и иногда циркон и ортит.

Монцониты

Среди собственно щелочного комплекса встречены и монцониты, но это не те широко развитые в районе породы, о которых упоминалось выше, а гораздо более молодые и во всяком случае более молодые, чем щелочные сиениты конической интрузии, которую они секут в виде жил. Кроме того, эти монцониты образуют ряд самостоятельных мелких интрузий у горы Маймех.

Эти породы являются более темными, иногда почти меланократовыми, средне- или мелкозернистого сложения. Структура обычно монцонитовая. В составе породы принимают участие плагиоклаз, выраженный лабрадором (№ 50—54), реже андезин-лабрадором, ортоклаз, роговая обманка гастингситового типа, зеленоватый моноклинный пироксен, биотит, а также апатит, магнетит и сфен.

Химический состав породы следующий:

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
610	50.43	1.15	19.67	4.18	4.08	0.17	3.45	8.77	3.58	3.52	0.94	0.18	100.12

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:d = 13.6:7.0:18.3:61.1; \quad n = 61; \quad f':m':c' = 43:34:23.$$

Жильные породы

Жильные породы щелочных интрузий довольно разнообразны и они особенно обильны в Тежахметском массиве. Ниже эти породы рассматриваются в последовательности от более древних к молодым, каковая установлена в поле на основании прямых соотношений жил разного типа.

Щелочные и нефелиновые сиенит-порфиры образуют наиболее ранние жилы обычно небольшой мощности. Они имеют порфировую структуру; порфировые выделения состоят из микроперитового калинатрового полевого шпата, гастингсита и иногда эгирина. Основная масса состоит из мелких кристалликов полевого шпата, мелкочешуйчатого цеолита, иногда анальцима, а также флюорита, сфена, апатита и рудного минерала. В нефелиновых разностях нефелин находится во вкрапленниках и в основной массе.

Анализ нефелинового сиенит-порфира следующий (аналитик Б. Френкель):

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	H ₂ O гигр.	Сумма
284	59.24	0.36	19.10	1.91	1.57	0.22	0.98	3.63	5.28	6.44	1.15	0.19	100.07
598a	56.46	0.37	20.94	1.62	1.04	0.14	0.31	2.38	7.20	6.11	3.08	0.17	99.82

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = \begin{cases} 21.3:2.4:7.2:69.1; \\ 25.9:1.8:4.4:67.0; \end{cases} \quad n = \begin{cases} 56; \\ 65; \end{cases} \quad f':m':c' = \begin{cases} 29:47:14; \\ 59:13:28. \end{cases}$$

Щелочные сиениты образуют многочисленные жилы различной мощности (до 3 м) и пересекают жилы сиенит-порфиров. Более мощные жилы щелочных сиенитов иногда имеют полосчатый характер.

Порода состоит из калинатрового полевого шпата, обычно вполне преобладающего, небольшого количества нефелина, иногда альбита и анальцима. Из цветных компонентов обычен гастингсит, иногда заменяющийся светлоокрашенным эгирином. В небольших количествах существует биотит. Из минералов примеси обычны флюорит, сфен, апатит, магнетит и циркон.

Следующим типом жильных пород являются породы, обладающие обычно хорошо выраженной бостонитовой структурой, но с существенно отличным от бостонитов минералогическим и химическим составом. Количественно минералогический состав, определенный Г. В. Успенским при помощи сетчатого окуляр-микрометра, следующий (в объемных %): калинатровый полевой шпат 88.94, нефелин 5.00, анальцим 4.78, магнетит 0.64, флюорит 0.33, цеолит, биотит и циркон вместе 0.31.

Химический состав этого же образца следующий:

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	BaO	CO ₂	Сумма
581 ₂	56.74	0.09	23.34	1.14	0.51	0.14	0.25	1.32	8.94	6.30	1.27	0.10	Следы	0.04	100.18

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = 29.7:1.2:2.5:66.6; \quad n = 68; \quad f':m':c' = 66:17:17.$$

Порода может быть названа анальцим-нефелиновым сиенит-аплитом. Распространение этих пород, образующих жилы разной мощности, весьма широко, и отчетливо установлено пересечение ими описанных выше типов.

Пегматиты являются еще более поздним типом жильных пород. Они образуют короткие, но иногда и довольно мощные до 2—3 м жилообразные тела несколько различного состава. Среди пегматитов выделяются полевошпатовые, нефелин-полевошпатовые и меланит-нефелин-полевошпатовые разности.

Кроме охарактеризованных жильных пород, встречены тонкие жилки, состоящие в одних случаях из одного черного меланита, а в других — из одного красноватого нефелина.

Метаморфические породы, связанные с щелочными интрузиями

Метаморфические породы, образованные в результате внедрения щелочных интрузий, проявлены весьма широко. Они выражены зонами роговиков, значительными участками гибридных пород и сравнительно небольшими участками скарнов.

Как уже указывалось, интрузии щелочного состава были внедрены в толщу вулканогенных пород, состоявших из эпилейцитовых и анальцимовых порфиров, ортофиров, пород трахиандезитового состава, а также их туфов, туффитов и отчасти залегающих в их основании известняков.

Роговики, зоны которых вокруг Тежахметского массива в контактах нефелиновых сиенитов и ортофиров, а также их туфов и туффитов, особенно широки, принадлежат к нескольким разновидностям. Среди них можно выделить темные до черных разности плотного сложения, богатые нефелином и щелочной роговой обманкой, серые тонкозернистого сложения с порфировидной текстурой, существенно полевошпатовые разности, а также разности, промежуточные между теми и другими. В контакте интрузий с туфобрекчиями развиваются разности такситового сложения.

В составе роговиков почти для всех разновидностей основную роль играет калинатровый полевой шпат, меньшее, но обычно существенное значение имеет щелочная роговая обманка гастингситового типа, часто наблюдающаяся в виде кристаллов, прорастающих мелкими изометрическими зернами полевого шпата, затем зеленый мелкочешуйчатый биотит, натролит и иногда альбит. Для некоторых разновидностей встречаются также нефелин, анальцим, эгирин-авгит или диопсид, меланит, эпидот и в качестве реликтовых минералов — плагиоклаз среднего ря-

да и авгит. Из минералов примеси обычны апатит, сфен, магнетит, реже флюорит и циркон. Из более поздних минералов отмечены мелкочешуйчатый натролит, канкринит, карбонат и мусковит.

У северного контакта Тежахметского массива и у горы Кер-оглы были отмечены гибридные породы (фиг. 9), иногда похожие по своему сложению на нефелиновые сиениты и характеризующиеся также и аналогичным составом. Эти породы, имеющие кристаллобластическую структуру, нередко обладают полосчатостью и иногда приобретают характер мигматитов.



Фиг. 9. Гибридная порода в контакте Тежахметского массива



Фиг. 10. Метаморфизованный эпилейцитовый порфир из ксенолита. Натуральная величина

В контакте нефелиновых сиенитов и эпилейцитовых порфиров или их туfov образуются своеобразные контактовые породы неоднородной структуры, где в серой или темной тонкозернистой массе можно видеть многочисленные пятна до 1.5—2 см белого или розового цвета округлых или несколько сплющенных очертаний (фиг. 10). Эти пятна среди роговиковой или кристаллобластической основной массы имеют состав эпилейцита или в более метаморфизованных разностях замещаются почти нацело розовым нефелином. Подобные же породы в таких же соотношениях указывает для Ишимского комплекса А. Н. Заварицкий (4).

Для химической характеристики мы располагаем двумя анализами, относящимися один к гибридным породам в полосе экзоконтакта, а другой — к метаморфизованным эпилейцитовым порфирам из ксенолита.

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fo ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
271а	54.72	0.28	22.42	1.47	1.25	0.18	0.67	1.82	Нет	7.34	8.10	1.42	0.18	99.85
218б	50.70	0.55	21.31	3.59	2.04	0.13	1.49	6.71	0.38	5.68	4.72	2.04	0.47	99.81

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому:

$$a:c:b:s = \begin{cases} 20.5:5.0:12.0:62.5; \\ 28.9:1.3: 5.0:64.8; \end{cases} n = \begin{cases} 64; \\ 58; \end{cases} f':m':c' = \begin{cases} 46:23:31; \\ 53:24:23. \end{cases}$$

Гранатовые скарны с диопсидом, магнетитом и скаполитом отмечены только по р. Кем-дараси в юго-западной части огибающей интрузии, контактирующей здесь с сенонскими известняками.

Выводы

На основании имеющихся в настоящее время данных можно сделать следующие выводы общего характера об образовании и положении щелочных пород Памбакского комплекса:

1. Образование комплекса щелочных пород, расположенных в складчатой зоне, имело место, повидимому, вскоре после формирования многочисленных интрузий щелочноземельного ряда, которое происходило в нормальной последовательности: пироксениты — габбро, кварцевые монцониты — кварцевые диориты — гранодиориты, граниты. Образование щелочных пород находилось в тесной связи с гранитами другого состава, имеющими сходные черты с рапакиви, которые предшествовали внедрению сиенитов нормального состава, после которых только началось формирование собственно щелочного комплекса. Таким образом, на определенном участке времени намечается постепенное увеличение щелочности магмы, послужившей источником последовательно формировавшихся интрузий. Такое же увеличение щелочности усматривается и в последовательности возможно чередовавшихся с интрузиями эффузивов от порфиритов и кварцевых порфиритов через плагиоклазовые порфиры, затем ортофиры и далее к эпилейцитовым порфирам.

2. Интрузии щелочноземельного состава, с одной стороны, и более поздние интрузии щелочного состава — с другой, тесно связанные в локальном отношении, весьма близки и по времени их образования, что указывает на наличие и генетической связи между ними. На это, между прочим, указывают также некоторые особенности петрографического характера, в частности, наличие во многих представителях интрузий данного ряда в качестве аксессорных минерала бурого резко плеохроирующего ортита, являющегося типоморфным.

3. Образование столь разнообразных типов в короткое время и ярко выраженная направленность в изменении состава последовательно образованных интрузий указывает на основную роль в образовании пород рассматриваемого ряда процессов дифференциации в широком смысле этого понятия и ограниченное значение процессов ассилиации и гибридизма, которые, повидимому, имели существенное значение лишь при образовании монцонитов и порфировидных гранитов. Однако представляется, очевидно, невозможным объяснить происхождение всех разновидностей единым процессом кристаллизационной дифференциации. Привлечение гипотез об ассилиации карбонатных пород и о действии летучих компонентов оставляет необъяснимым ряд фактов, отмечаемых для Памбака. Появление столь разнообразных пород и их последовательность лучше объяснимы глубинной магматической дифференциацией (возможно вызывающейся в значительной мере тектоническими факторами) и последующим развитием процессов кристаллизационной дифференциации.

4. Формирование щелочных пород началось с излияния лав, давших сравнительно незначительные по площади покровы эпилейцитовых порфиров, которые сопровождались также выбросами грубообломочного туфового материала. После вулканических извержений и произошедших вслед затем трещин и расколов в них образовались дайки эпилейцитовых порфиров и тефритов. Внедрение крупных интрузий нефелиновых и щелочных сиенитов имело место после образования этих даек.

5. Внедрение магмы, давшей нефелиновые и щелочные сиениты, очевидно, произошло в толще вулкана с расширением его жерла и с образованием огибающей или конической и центральной интрузий. Внедрение происходило в условиях преодоления сопротивления жесткой рамы вмещающих пород, по крайней мере в некоторых участках, на что указывает часто наблюдающаяся их разгнейсованность.

6. Во время движения магмы происходила ее дифференциация, на что указывает наличие в некоторых участках полосчатости с несколько различным составом. Остыwanie интрузии, вероятно, происходило в условиях сравнительно небольшой глубины от поверхности.

7. Характерная особенность щелочных и нефелиновых сиенитов Памбака заключается в резком преобладании в их составе калия над натром, а также в незначительном содержании железа и магния. Первое обстоятельство, объясняющееся составом магмы, получило свое выражение и в развитии лейцитовых пород, второе — в общем лейкократовом характере пород щелочного комплекса.

8. Дальнейшая дифференциация магмы выразилась в последовательном образовании жил, из которых сначала были образованы нефелиновые и щелочные сиенит-порфиры, затем мелкозернистые щелочные сиениты, затем нефелин-анальцимовые сиенит-аплиты и далее разнообразные пегматиты.

9. Вероятным следующим этапом формирования Памбакского щелочного комплекса явилось внедрение нордмаркитов, а заключительным этапом внедрение монцонитов, близких к эсекситам. Таким образом в заключительные стадии формирования комплекса намечается уменьшение щелочности внедрявшейся магмы.

10. Постмагматические явления в связи с щелочными интрузиями проявлены слабо. Из проявлений полезных ископаемых отмечено обогащение цирконом песков в некоторых участках у с. Воскресенка. Проявления магнетита и халькопирита ничтожны. В качестве алюминиевого сырья представляют интерес псевдолейцитовые сиениты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С., Петров В. П. и Петров Р. П. Первый нефелиновый сиенит в Закавказье. ДАН АН СССР, нов. сер., т. XIX, № 1—2, 1938.
2. Гинсберг А. С. Геолого-петрографическое описание правобережья р. Занги к западу от ст. Комадзор до долины р. Маман. Сб. Бассейн оз. Севан. Изд. АН СССР, т. III, в. 2, 1933.
3. Заварийский А. Н. Петрография Бердяушского plutона. Тр. ЦНИГРИ, в. 96, 1937.
4. Заварийский А. Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1938.
5. Заварийский А. Н. О псевдолейцитовых и эпилейцитовых породах. ДАН АН СССР, т. III, № 8—9, 1934.
6. Котляр В. Н. Интрузии нефелиновых сиенитов на Кавказе. Зап. Всер. мин. общ., ч. LXVII, № 2, 1938.
7. Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород на Кавказе. Сов. геол., № 4—5, 1939.
8. Лучицкий В. И. Петрография Украины. Петрография СССР, сер. I, вып. 3, изд. АН СССР, 1934.
9. Паффенгольц К. Н. К статиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всер. мин. общ., ч. LXVII, № 2, 1938.
10. Anderson E. M. The Dynamics of the Formation of Conesheets, Ring-dykes and Calderon-subsidences. Proceedings of the Royal Society of Edinburgh, v. LVI, 1935.
11. Billings M. The chemistry, optics and genesis of the gastiagite group of amphiboles. The Amer. Min., v. 13, № 7, 1928.
12. Richey Y. E. Tertiary Ring structures in Britain Transactions of Geol. Soc. Glasgow, v. XIX, 1932.

THE PAMBACK COMPLEX OF ALKALINE ROCKS

Summary

The Pamback complex is situated in the Armenia SSR, about 15—25 km SE of Kirovakan. This complex is closely associated with extensive subalkaline intrusions. All of them break through Eocene deposits of volcanic origin, as well as the underlying Upper Cretaceous formation, consisting of Upper Senonian limestones, overlying marls and sandstones of the Lower Senonian and Turonian, which in turn overlie a thick metamorphic series of the Lower Paleozoic or pre-Cambrian age. The latest intrusions of this series are overlain by a volcanic formation, assigned to the Oligocene, for which reason they as well as the alkaline complex, in accordance with the tectonic movements which took place, are referred to the Upper Eocene.

The intrusions were formed in the following order: (1) pyroxenites, gabbros and gabbro-norites, (2) monzonites, quartz monzonites, quartz diorites and granodiorites, (3) granodiorites and granites, (4) porphyry-like granites, tending towards syenites, (5) syenites, (6) epilucite porphyries and tephrites, (7) alkaline and nepheline syenites, (8) nordmarkites and (9) monzonites, tending towards essexites.

The alkaline complex proper is represented by a central intrusion with an area of 43.8 sq. km. and a conical one, engirdling the former, with several accompanying dyke-shaped and small bodies. The total area of the alkaline intrusions is 63.6 sq. km.

Following conclusions of a general nature may be made concerning the formation of the Pamback alkaline rocks:

1. The formation of the alkaline complex in the folded zone appears to have taken place shortly after the formation of numerous intrusions of the subalkaline series, which proceeded in a normal sequence: peridotites—gabbros, quartz monzonites—quartz diorites—granodiorites, granites. The formation of alkaline rocks was closely related to granites of different compositions, having some features of resemblance to rapakivis, which preceded the intrusion of syenites of a normal composition, after which only the formation of the alkaline complex proper started. Thus within a definite time interval a gradual increase in the alkalinity of magma was taking place, this magma having several as a source of the successively formed intrusions. A similar increase in alkalinity may be noted also in the sequence of effusives, possibly alternating with intrusions, from porphyrites and quartz porphyrites through plagioclase porphyries, then orthophyres and further to epilucite porphyries.

2. The subalkaline intrusions, on the one hand, and the later alkaline ones, on the other, are closely associated in space and time which indicates the existence of a genetic relationship between them. This is shown also by some peculiarities of petrographic nature, in particular by the presence in all the intrusions of this series among the accessory minerals of brown distinctly pleochroic orthite, which is typomorphic.

3. The formation of such various types of rocks during a short time, distinct trend in the change of the composition of the successively formed intrusions, reveal the outstanding rôle in the formation of rocks of this series played by differentiation processes s. l., and the very much restricted significance of the assimilation and hybridization processes, which seem to have been of essential importance only in the formation of monzonites and porphyry-like granites. It seems, however,

impossible to account for the origin of all the varieties by a single process of crystallization differentiation. The application of hypotheses concerning the assimilation of carbonate rocks and the effect of volatiles leaves unexplained a number of facts recorded for Pamback. The appearance of such diverse rocks and their sequence may be better accounted for by abyssal magmatic differentiation (possibly produced in a considerable degree by tectonic factors), and by a subsequent development of processes of crystallization differentiation.

4. The formation of alkaline rocks began with an effusion of lavas, which formed sheets of epilucitic porphyries on a comparatively insignificant area, accompanied also by eruptions of a coarse elastic tuffaceous material. Subsequent to volcanic eruptions dykes of epilucitic porphyries and tephrites were formed following the consequently formed fissures and ruptures. The injection of large intrusions of nepheline and alkaline syenites took place after the formation of these dykes.

5. The magma, which produced nepheline and alkaline syenites, seems to have intruded the volcano, with a subsequent enlargement of its diatreme and the formation of the engirdling or conical and central intrusions.

6. A characteristic peculiarity of the alkaline and nepheline syenites of Pamback consists in a sharp predominance of potassium over sodium, and an insignificant content of iron and magnesium. The first part, accounted for by the composition of the magma, found its expression also in the development of leucitic rocks; the second, in the general leucocratic nature of the rocks of the alkaline complex.

7. The next stage on the formation of the Pamback alkaline complex was probably an intrusion of nordmarkites, while the concluding stage was an intrusion of monzonites, closely resembling essexites. Thus in the first stage of formation of the complex a decrease in the alkalinity of the intruding magma may be presumed.

2462