

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

О. И. ШОХИНА

**ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ
БУЛАН-КУЛЬСКОГО МАССИВА**
(КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 10

О. И. ШОХИНА

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ
БУЛАН-КУЛЬСКОГО МАССИВА

(КРАСНОЯРСКИЙ КРАЙ)

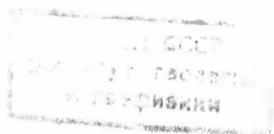
Ответственный редактор
доктор геол.-мин. наук И. В. ЛУЧИЦКИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР
НОВОСИБИРСК

1961

В работе приведены материалы по геологии, петрографии и петрохимии одного из щелочных массивов юга Красноярского края. Рассмотрен генезис слагающих массив щелочных пород.

Работа представляет интерес для геологов и петрографов, занимающихся изучением интрузивных комплексов и, в частности, щелочных пород.



ВВЕДЕНИЕ

Булан-Кульский щелочной массив обладает типичными чертами, свойственными щелочным массивам Красноярского края, генетически связанным с гранитоидами. Он изучался автором в период с 1955 по 1959 гг. после предварительного ознакомления (1951—1954 гг.) с другими щелочными массивами юга Красноярского края и проведения работ по изучению контактовых зон Сырской гранитоидной интрузии, с которой генетически связаны щелочные породы Булан-Кульского массива. Целью названных работ являлось геологическое, петрографическое и петрохимическое исследования последнего, выяснение его генезиса и практической ценности. Обработка собранных автором материалов проводилась оптическими, химико-аналитическими и спектрально-химическими методами.

Настоящая работа выполнена под руководством заведующего кафедрой петрографии МГУ доктора геолого-минералогических наук Е. А. Кузнецова и заведующего Красноярской комплексной лабораторией ИГиГ СО АН СССР доктора геолого-минералогических наук И. В. Луцицкого. Пользуюсь случаем выразить им глубокую благодарность. Приношу также искреннюю признательность С. Д. Четверикову, просмотревшему рукопись, Р. П. Тихоненковой и И. П. Тихоненкову, оказывавшим постоянную помощь в работе.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МАССИВА

Щелочные породы Булан-Кульского массива были обнаружены в 1909 г. Я. С. Эдельштейном при геологической съемке вдоль трассы проектируемой в Минусинском округе железной дороги. В отчете за 1912 г. Я. С. Эдельштейн приводит краткие сведения об этих породах и выделяет две разновидности нефелиновых сиенитов: 1) крупнозернистые и 2) мелкозернистые.

В 1926 г. щелочные породы Булан-Кульского массива изучал Г. С. Лабазин (1930). В кратком отчете он отметил, что щелочные породы массива с севера и востока граничат со слоистыми известняками, падающими под углом 45° под нефелиновые сиениты. Г. С. Лабазин, как и Я. С. Эдельштейн, выделил среди пород массива две разновидности сиенитов.

Он также отметил, что массив рассечен жилами диабазов и диабазовых порфириров, а в северо-западной части — пегматитами.

С точки зрения выявления возраста массивов щелочных пород юга Красноярского края, к числу которых относится и Булан-Кульский массив, представляет интерес вывод Ю. А. Кузнецова, проводившего в 1927 г. исследования на Камыштинском железорудном месторождении, расположенном в 30 км к северо-востоку от Булан-Кульского массива. Присутствие гальки интрузивных пород в конгломератах красноцветной толщи нижнего девона позволило Ю. А. Кузнецову утверждать, что возраст гранитов Сырской интрузии, с которыми генетически связаны булан-кульские щелочные породы, додевонский.

В 1932 г. вышли в свет сводные работы Я. С. Эдельштейна и А. Н. Чуракова по стратиграфии, тектонике и вулканизму Минусинской котловины и граничащего с ней на западе горного массива Кузнецкого Алатау.

А. Н. Чураков (1932) считает возраст граносиенитов Сырской интрузии (Саксырской — по А. Н. Чуракову) верхнекембрийским. Эффузивно-осадочную толщу, трансгрессивно перекрывающую интрузивные породы, он относит к верхнему силуру. Что касается щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов, то, по его мнению, они секут эффузивно-осадочную толщу и, таким образом, являются наиболее молодыми образованиями. В этой работе А. Н. Чураков впервые высказывает предположение относительно генезиса щелочных пород края. Он считает, что щелочные породы на восточном склоне Кузнецкого Алатау генетически связаны с молодой гранитной интрузией. Внедрение последней он относит к нижедевонскому вулканическому циклу и указывает, что молодые граниты прорывают нижедевонские порфириды и нигде не рвут среднедевонские и более молодые отложения.

По мнению А. Н. Чуракова, щелочные породы — продукт дифференциации гранитной интрузии, прорвавшей и переплавившей щелочные

граниты и сиениты; в процессе внедрения гранитная магма обогатилась щелочами и превратилась в нефелин-сиенитовую магму. Я. С. Эдельштейн (1932) образование щелочных пород Булан-Кульского массива связывает с каледонской эпохой тектогенеза.

Работами А. Н. Чуракова и Я. С. Эдельштейна заканчивается первый период изучения щелочных пород края, позволивший выявить предпосылки для перехода от общих геолого-петрографических исследований к более детальному изучению этих пород в целях промышленного их освоения.

В 1932 г. Западно-Сибирский геологоразведочный трест поручил Н. И. Бабинцеву обследовать ряд известных выходов нефелинсодержащих пород и выяснить их практическую ценность как сырья для керамической промышленности. В число объектов изучения вошел Булан-Кульский (Чирлых-Гольский) массив. В кратком отчете Н. И. Бабинцев отметил, что щелочные породы располагаются в периферической части сиенитового и диорито-сиенитового массивов и приурочены к контактовой зоне сиенитов с кристаллическими известняками. Участки распространения нефелиновых сиенитов, по его мнению, незначительны и отличаются разнообразием структур и минералогических модификаций.

Главными разновидностями щелочных пород, по Н. И. Бабинцеву, являются фоййиты, нефелиновые сиениты, нефелин-сиенитовые пегматиты и эссекситы. В непосредственном контакте с известняками Н. И. Бабинцев выделил узкую полосу эссекситов. В его отчете дана краткая петрографическая характеристика всех выделенных типов пород и приведены результаты трех химических анализов. В северо-западной части массива отмечено большое количество пегматитовых жил, образующих не выдержанные по простиранию, неправильной формы и незначительных размеров прожилки, секущие нефелиновые сиениты. Эти прожилки наиболее богаты нефелином, но площадь их распространения ничтожна. Нефелиновые сиениты, по мнению Н. И. Бабинцева, встречаются среди безнефелиновых сиенитов в виде небольших неправильной формы участков, главным образом, вблизи выходов известняков. Рассматривая возраст массива, Н. И. Бабинцев приводит косвенные данные о том, что известняки на контакте с массивом перекристаллизованы, а породы пересечены дайками порфиристов, но конкретных выводов о возрасте массива он не дает. Ничего не говорит Н. И. Бабинцев и о генезисе пород массива.

С 1933 г. выходит ряд сводных работ по щелочным породам Сибири. Одна из первых — сводка Ю. А. Кузнецова (1933) о нефелиновых месторождениях Западно-Сибирского края. В ней дана краткая характеристика ряда массивов в основном по материалам других исследователей. Сводка носит чисто описательный характер, причем сведения об отдельных массивах, в том числе и о Булан-Кульском, довольно краткие, сводятся в основном к краткому описанию 2-3 разновидностей пород. В 1937 г. опубликована монография Б. М. Куплетского по нефелиновым породам Советского Союза, в которой все данные о щелочных породах Западной Сибири приведены также по литературным материалам, в частности о Булан-Кульском массиве — по материалам Н. И. Бабинцева и Г. С. Лабазина.

В 1945 г. появилась сводная работа И. К. Баженова по щелочным породам Кузнецкого Алатау, в которой отмечена приуроченность нефелиновых пород к мощным зонам разломов, отделяющих это горное сооружение от Минусинской котловины. Автор предполагает, что все щелочные породы имеют общее происхождение и образовались из эссекситовой магмы. Многообразие минералогического и химического составов пород

И. К. Баженов объясняет различными условиями кристаллизации и способностью магмы к легкому расщеплению на части, обогащенные лейкократовыми или меланократовыми составными компонентами.

С 1946 по 1959 г. в районе Булан-Кульского щелочного массива Красноярским геологическим управлением неоднократно проводились геологические исследования, но отчеты по этим работам содержат лишь краткие сведения о Булан-Кульском массиве, в основном повторяющие материалы Н. И. Бабинцева и Г. С. Лабазина. Образование нефелинсо-держащих пород либо связывают с внедрением красных щелочных гранитов и альбититов Сырской граносиенитовой интрузии, либо рассматривают как самостоятельную фазу внедрения после гранодиоритов и сиенитов. Возраст нефелиновых сиенитов большинство исследователей считает кембрийским, но есть указания и на нижнедевонский их возраст.

В 1959 г. вышла статья И. В. Луцицкого, в которой отмечено, что булан-кульские щелочные породы приурочены к краевой зоне сиенитового массива, ориентированного параллельно простиранию вмещающих его кембрийских известняков. По особенностям состава и чертам строения массив сопоставляется с Тырдановским массивом.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Булан-Кульский щелочной массив расположен в пределах Уйбатского антиклинального поднятия, в той области, где каледонские складчатые структуры Кузнецкого Алатау погружаются под среднепалеозойский осадочный чехол Минусинского межгорного прогиба (рис. 1). Уйбатское

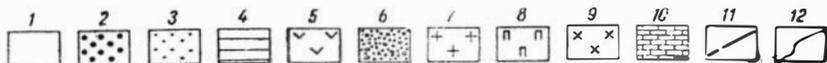
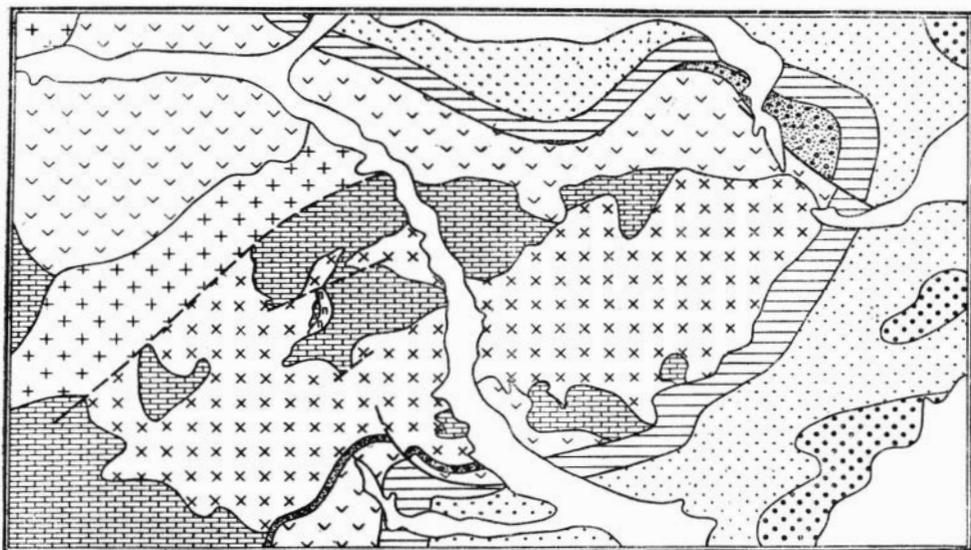


Рис. 1. Схема геологического строения южной части (составила А. И. Анатольева по материалам А. И. Александрова, О. А. Незабытовской, М. И. Рунина, С. А. Салуна, А. Г. Сивова).

1 — четвертичная система; 2 — каменноугольная система; девонская система: 3 — верхний отдел, 4 — средний; 5 — нижний отдел, эффузивы, 6 — нижний отдел, горизонт базальных конгломератов; нижнепалеозойский интрузивный комплекс: 7 — границы Тыргетзской интрузии, 8 — щелочные породы Булан-Кульского массива, 9 — гранитоиды Сырского комплекса; 10 — кембрийская система, нижний отдел, известняки алданского яруса; 11 — тектонические нарушения; 12 — геологические границы.

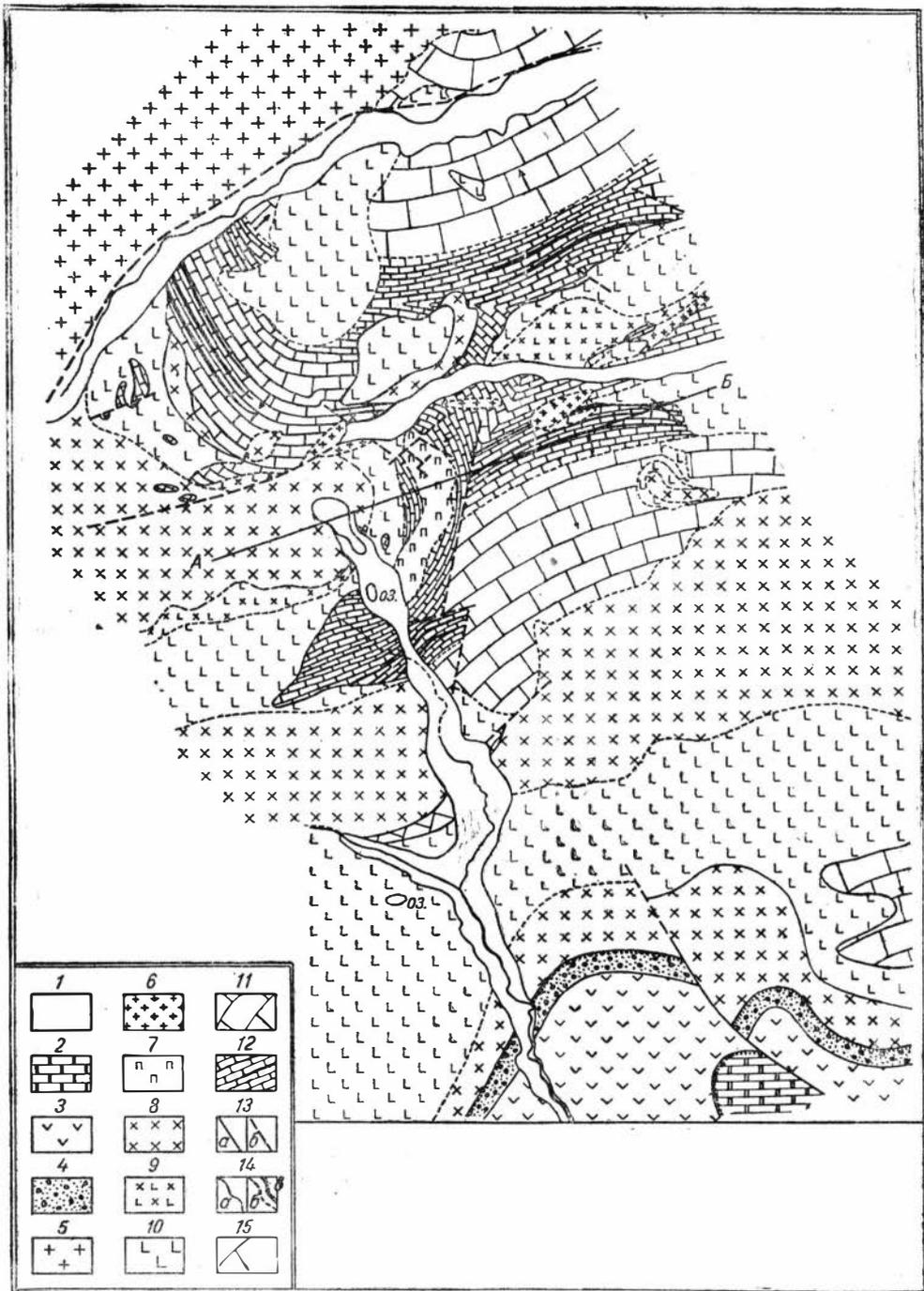


Рис. 2. Схема геологического строения района оз. Булан-Куль (составила О. И. Шохина по материалам А. И. Алексадрова, А. И. Анатольевой, И. В. Лучицкого, С. А. Салуна).

1 — четвертичная система; 2 — каменноугольная система; девонская система; 3 — верхний отдел; эффузивы; 4 — нижний отдел, базальные конгломераты; нижнепалеозойский интрузивный комплекс; 5 — граниты Тыгертывской интрузии; 6 — жильные сениит-аплиты, гранит-аплиты Сырской интрузии; 7 — щелочные породы Булан-Кульской интрузии; Сырский интрузивный комплекс; 8 — сенииты; 9 — сениит-диориты; 10 — диориты с участками габбро, кембрийская система, нижний отдел. алдакский ярус; 11 — верхняя карбонатная толща; 12 — нижняя карбонатная толща, известняки с прослоями кварцитов, сланцев, порфиритоидов; 13 — тектонические нарушения; 14 — геологические границы: а) прослеженные, б) предполагаемые, в) стратиграфически несогласные; 15 — элементы залегания.

антиклинальное поднятие представляет собой приподнятый блок, сложенный метаморфизованными отложениями нижнего кембрия и прорывающими их породами Сырской граносиенитовой интрузии. На крыльях поднятия известняки и гранитоиды перекрываются нижнедевонскими песчаниками и покровами эффузивных пород. Южная граница поднятия характеризуется спокойным трансрессивным налеганием девонских отложений на интрузивные породы и известняки нижнего кембрия. Северная его граница осложнена крупным региональным разломом, приводящим в соприкосновение породы фундамента с нижнепалеозойскими аляскитовыми гранитами Тыгертывской интрузии. Ось поднятия, имея северо-восточное, близкое к широтному направление, полого погружается на северо-восток под девонские отложения Минусинской впадины. Внутреннее строение Уйбатского поднятия осложнено разрывными нарушениями небольшой амплитуды.

Кембрийские отложения. Интенсивно дислоцированные кембрийские отложения, зажатые между многочисленными выходами интрузивных пород, представлены в различной степени метаморфизованными карбонатными породами и подчиненными им эффузивно-осадочными образованиями общей мощностью около 1500 м.

Проведенные нами исследования позволили разделить преимущественно карбонатные породы нижнего кембрия на две литологически разнородные толщи: нижнюю и верхнюю (рис. 2).

Нижняя толща развита на южных и западных склонах хр. Пистаг и на северных хр. Устаг. Она представлена белыми крупно- и мелкозернистыми мраморами, а также переслаивающимися между собой кремовыми кристаллическими и темно-серыми массивными известняками. Карбонатным породам этой толщи подчинены прослои кварцитов, порфиритоидов, кремнистых и графитовых сланцев. В нижней части разреза преобладают мраморы и кремовые кристаллические известняки. Участками последние битуминозны, нередко рассланцованы. Прослои кварцитов и сланцев наблюдаются как в кристаллических, так и в массивных известняках. Мощность этих прослоев в отдельных участках достигает 20 м при длине 2—3 км. В большинстве случаев мощность их не превышает 1,5—2 м, а максимальная прослеженная длина обычно не превышает нескольких десятков метров.

Верхняя толща почти чисто карбонатная. Среди известняков этой толщи встречаются лишь маломощные быстро выклинивающиеся линзы и гнезда светлых кремнистых сланцев. Карбонатные породы представлены чередующимися слоями кремовых кристаллических и темных массивных известняков с преобладанием последних. В западной части района наиболее развиты кристаллические брекчированные известняки, в восточной — темные, пятнистые, иногда полосчатые известняки, то массивные, то тонко рассланцованные. В нижней части толщи, к востоку от оз. Булан-Куль, южнее дороги оз. Булан-Куль — р. Камышта и севернее ее, близ р. Камышты, встречены небольшие участки своеобразных известковистых брекчий. Они состоят из остроугольных обломков известняков, эффузивных пород и сланцев, сцементированных желтым известковистым материалом.

Следует отметить, что обилие интрузивных пород в районе наложило характерный отпечаток на вмещающие карбонатные толщи. Нередко известняки сохраняются лишь в виде узких полос или участков между интрузивными породами. Вследствие этого в западной части района, где интрузивные породы особенно широко распространены, развиты в основном мраморы и кристаллические мраморизованные известняки, в то

время как в восточной они сменяются по простиранию массивными и тонкоплитчатыми слабометаморфизованными породами того же состава. В контактах с интрузивными телами, как правило, развиты белые и голубые мраморы или кристаллические известняки.

В окрестностях оз. Булан-Куль фаунистически охарактеризованные горизонты отсутствуют, но непосредственно к западу, на р. Базе, были обнаружены органогенные известняки с фауной археоциат.

Интрузивные породы. Интрузивные породы в пределах Уйбатского поднятия приурочены главным образом к ядерной его части. Они слагают крупное тело размером 50×20 км, вытянутое в северо-восточном направлении, параллельно оси поднятия. Основное тело интрузии, известной под названием Сырского интрузивного комплекса, находится восточнее и южнее Булан-Кульского массива. В прилегающий к массиву район заходит лишь его краевая часть и множество мелких спутников этого комплекса в основном диоритового состава. Значительная часть их цепочкой вытянута вдоль ядра антиклинали. Все они имеют сложные очертания и представляют собой небольшие пластовые тела, согласные со структурой вмещающих толщ. Контакты их нередко бывают осложнены разрывными нарушениями небольшой амплитуды. Сырский интрузивный комплекс залегает среди известняков нижнего кембрия, которые он прорывает и метаморфизует. Контактное воздействие его сказалось в мраморизации известняков и образовании скарнированных зон.

Для интрузивного комплекса в целом характерен неоднородный состав и сложное строение. Центральная его часть сложена гранитами, в эндоконтактовых с известняками зонах развиты сиениты, сиенито-диориты, диориты, горнблендиты, габбро и пироксениты с резко выраженными признаками гибридизма. Характерна быстрая смена пород различного состава на небольших интервалах, такситовое строение пород, обилие шпировидных обособлений и кучное распределение цветных минералов.

В краевой части Сырского интрузивного комплекса восточнее оз. Булан-Куль, на контакте гибридных пород сиенитового, диоритового и габбрового составов с известняками, находится небольшое тело щелочных пород (Булан-Кульский массив), также обладающих признаками гибридизма. Все породы Сырского интрузивного комплекса пересечены густой сетью жильных образований, обилие которых особенно поражает в районе оз. Булан-Куль, к западу от щелочного массива. Среди жильных пород по составу выделяются щелочные сиениты, сиенит-аплиты, гранит-аплиты, гранит-алаяскиты, микродиориты, спессартиты и пегматиты. Особенно часто встречаются сиенит-аплиты и гранит-алаяскиты.

Характер взаимоотношений пород, слагающих эндоконтактовую фацию Сырского интрузивного комплекса в районе оз. Булан-Куль, следующие. Между габбро, диоритами и сиенитами неоднократно отмечались постепенные переходы через породы промежуточного состава. Между гибридными породами эндоконтактовой фации Сырского интрузивного комплекса и щелочными породами Булан-Кульского массива непосредственных взаимоотношений наблюдать не удалось. В северо-западной части Булан-Кульского массива были встречены три ксенолита гибридных пород диоритового состава размером 20×10 м, но они обнаружены в зоне крупного разлома и в большинстве случаев в доступных для наблюдения участках имели тектонические контакты с щелочными породами. Однако состав и структура ксенолитов указывают на воздействие на них щелочного расплава. Эти данные заставляют считать, что формирование Сырского интрузивного комплекса, его глав-

ной фации и фации эндоконтактов, закончилось раньше образования щелочных пород Булан-Кульского массива.

Жильные породы Сырского интрузивного комплекса имеют резкие секущие контакты со всеми породами комплекса. Жилы сиенит-аплитов секут и щелочные породы Булан-Кульского массива.

Возраст интрузивных пород определяется по следующим данным: с одной стороны, все они, в том числе и щелочные породы, оказывают интенсивное контактное воздействие на известняки с образованием мелко- и среднезернистых мраморов и скарнов, с другой стороны, все эти породы пересечены дайками нижнедевонских диабазовых и андезитовых порфиритов. Гальки пород Сырского интрузивного комплекса были нами встречены в базальных конгломератах нижнедевонской серии вулканогенных пород. По мнению большинства исследователей, внедрение Сырского комплекса связано с салаирским орогенезом и относится к верхней кембрию.

Щелочные породы, как и все другие породы Сырского комплекса, имеют нижнепалеозойский возраст. Указание Н. И. Полевой (1956) на нижнедевонский возраст щелочных пород оз. Булан-Куля (310 млн. лет) следует считать маловероятным. По-видимому, приводимые ею данные неточны потому, что щелочные породы Булан-Куля имеют гибридный характер и подверглись интенсивному метасоматическому замещению. По мнению Н. И. Полевой, при гибридном характере и плохой сохранности пород определение абсолютного возраста аргонным методом нередко противоречит геологическим данным.

По отношению к породам Сырского интрузивного комплекса возраст щелочных пород Булан-Кульского массива определяется дополнительными данными; щелочные породы так же, как и породы Сырского комплекса, прорезаны жилами микросиенитов и сиенит-аплитов, относящихся к заключительному этапу становления Сырского комплекса. Таким образом, возрастной предел щелочных пород лежит в интервале между формированием главной интрузивной фации Сырского комплекса с фацией эндоконтактов и внедрением жильных пород.

Девонские отложения. Интрузивные породы Сырского комплекса на юге трансгрессивно перекрыты нижнедевонскими отложениями, в основании которых залегают базальные конгломераты, и, кроме того, пересечены дайками нижнедевонских диабазовых и андезитовых порфиритов.

Полоса базальных конгломератов с крупными, плохо окатанными и неотсортированными гальками сиенитов, диоритов и гранитов Сырского комплекса, сцементированных красным песчаным материалом, прослеживается довольно четко на междуречье р. Камышты и Малый Сыр. Мощность базальных конгломератов около 10 м.

Конгломераты перекрываются пачкой полимиктовых песчаников с карбонатным и железисто-карбонатным цементом, мощность которых составляет 80 м. Выше по разрезу залегает мощная толща эффузивных пород, представленная чередованием различного состава порфиритов и ортофиоров, витрокластических туфов порфиритового состава, туфопесчаников и туфоконгломератов с галькой пород Сырской интрузии. Для верхних частей разреза характерны миндалекаменные разности. Мощность свиты увеличивается с востока на запад. По р. М. Сыр она достигает 1000 м.

На значительной части Минусинской впадины вулканогенная толща имеет трехчленное строение (И. В. Лучицкий, 1957) с пачками красно-

цветно-терригенных и карбонатных пород в средней части разреза. Найденная в них в ряде пунктов псилофитовая флора, по определениям Е. Ф. Чирковой-Залесской (С. М. Дорошко и Е. Ф. Чиркова-Залесская, 1954), указывает на нижнедевонский возраст вулканогенной толщи. Это подтверждается работами А. И. Анатольевой, Б. Н. Красильникова, И. В. Лучицкого и Г. И. Теодоровича.

В Булан-Кульском районе нижнедевонский возраст вулканогенной толщи определяется также тем, что южнее оз. Булан-Куль на эффузивы нижнего девона налегают среднедевонские известняки с фауной брахиопод, отделенные от подстилающих пород перерывом и местными несогласиями.

Дайковая фация пород вулканогенной толщи — андезитовые и диабазовые порфириды, ортофиры и альбитофиры — пересекает кембрийские известняки и все интрузивные породы района, в том числе щелочные и жильные породы. Дайки этих пород представляют вертикальные или крутопадающие тела мощностью 2—8 м, с углами падения от 80 до 90°, на западных склонах хр. Пистаг наклоненные на северо-восток, в восточной части района — на юго-запад. Для наиболее распространенных даек альбитофиров и порфиридов характерна значительная протяженность (до 8 км). Широко распространены они в западной части района, на западных и южных склонах хр. Пистаг и в районе оз. Булан-Куль. Ориентировка даек совпадает с общей структурой района. На западных склонах хр. Пистаг они имеют северо-западное простирание 290—310°, на южных склонах оно меняется на широтное и северо-восточное 60—70°. Дугообразное изгибание даек по простиранию наблюдается и к западу от оз. Булан-Куль. Значительная часть даек приурочена к контактовым зонам кембрийских известняков с интрузивными породами.

Общие сведения о тектонике района. Уйбатское антиклинальное поднятие, в пределах которого находится Булан-Кульский щелочной массив, представляет собой сложное складчатое сооружение. На севере оно срезано крупным разломом, на юге и востоке спокойно погружается под девонские отложения Минусинской впадины. В строении его принимают участие интенсивно дислоцированные известняки нижнего кембрия и прорывающие их интрузивные породы. К центральной части поднятия приурочены известняки нижней карбонатной толщи, прорванные крупным Сырским интрузивным комплексом. Интрузия вытянута вдоль оси поднятия и имеет в основном согласные, участками секущие контакты с известняковой толщей. В Булан-Кульский район заходит его краевая часть и несколько небольших сателлитов. В контакте краевой фации интрузивного комплекса с известняками нижней толщи находится Булан-Кульский щелочной массив. Массив ориентирован перпендикулярно общей антиклинальной структуре района, но согласно со строением известняковой толщи в этом участке. Внутреннее строение массива также согласно со структурой известняков.

Массив расположен в ядерной наиболее дислоцированной части поднятия, характеризующейся крутыми углами наклона крыльев (70—80°) и обилием разрывных нарушений. Одно из крупных нарушений проходит восточнее щелочного массива и вызывает резкий поворот и запрокидывание слоев известняков, круто падающих в сторону массива щелочных пород.

На крыльях поднятия выходят известняки верхней толщи и краевая часть Сырского интрузивного комплекса. В южной части они трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании перекрыты песчаниками и эффузивами нижнего девона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Булан-Кульский массив (рис. 3) объединяет два участка, разоб-
щенных полосой четвертичных отложений и вытянутых один за другим
в северо-восточном, близком к меридиональному, направлении. Сходные
состав, текстуры и структуры пород, слагающих оба участка, зональное
строение массива и прослеживающиеся через оба участка единые струк-
туры подтверждают представление о том, что мы имеем дело с двумя
разобщенными частями одного и того же массива (рис. 4). В плане
массив имеет овальную, слегка выгнутую к востоку форму. Общие раз-
меры массива равны $3 \times 0,5$ км. Он вытянут вдоль невысокой гряды,
следующей параллельно правому склону сухого лога Чирлых-Гол.



Рис. 3. Общий вид Булан-Кульского щелочного массива (северная часть).
1 — известняки ст., 2 — щелочные породы, 3 — гибридные породы Сырской интрузии.

Щелочной массив приурочен к контакту нижнекембрийских изве-
стняков с Сырским интрузивным комплексом. Он расположен в ядерной
части крупной антиклинальной структуры, в участке резкого запрокиды-
вания слоев. Западный контакт массива с породами Сырского интрузив-
ного комплекса не обнажен. Ближайшие к щелочному массиву выходы
пород Сырского комплекса представлены среднезернистыми меланокра-
товыми диоритами и габбро-диоритами. Восточный контакт с кембрий-
скими известняками согласный, судя по ориентировке шлировидных
обособлений цветных минералов, ксенолитов известняков и полосчатости
в щелочных породах. У северного контакта северного участка, в частно-
сти, известняки имеют северо-западное простирание 280° и падают на
юго-запад в сторону щелочных пород под углом 40° . К югу простирание
известняков постепенно меняется на СЗ $300-320^\circ$, а углы падения уве-
личиваются до $70-80^\circ$. Такие же изменения наблюдаются и в располо-
жении шлиров и ксенолитов, в ориентировке линейности и полосчатости
щелочных пород. Известняки близ контакта часто смяты в микроскладки.
Подобная складчатость отмечается также и в полосчатых щелочных
породах. В северной части северного участка наблюдаются инъекции
щелочного материала, проникающие по слоистости в известняки (рис. 5).

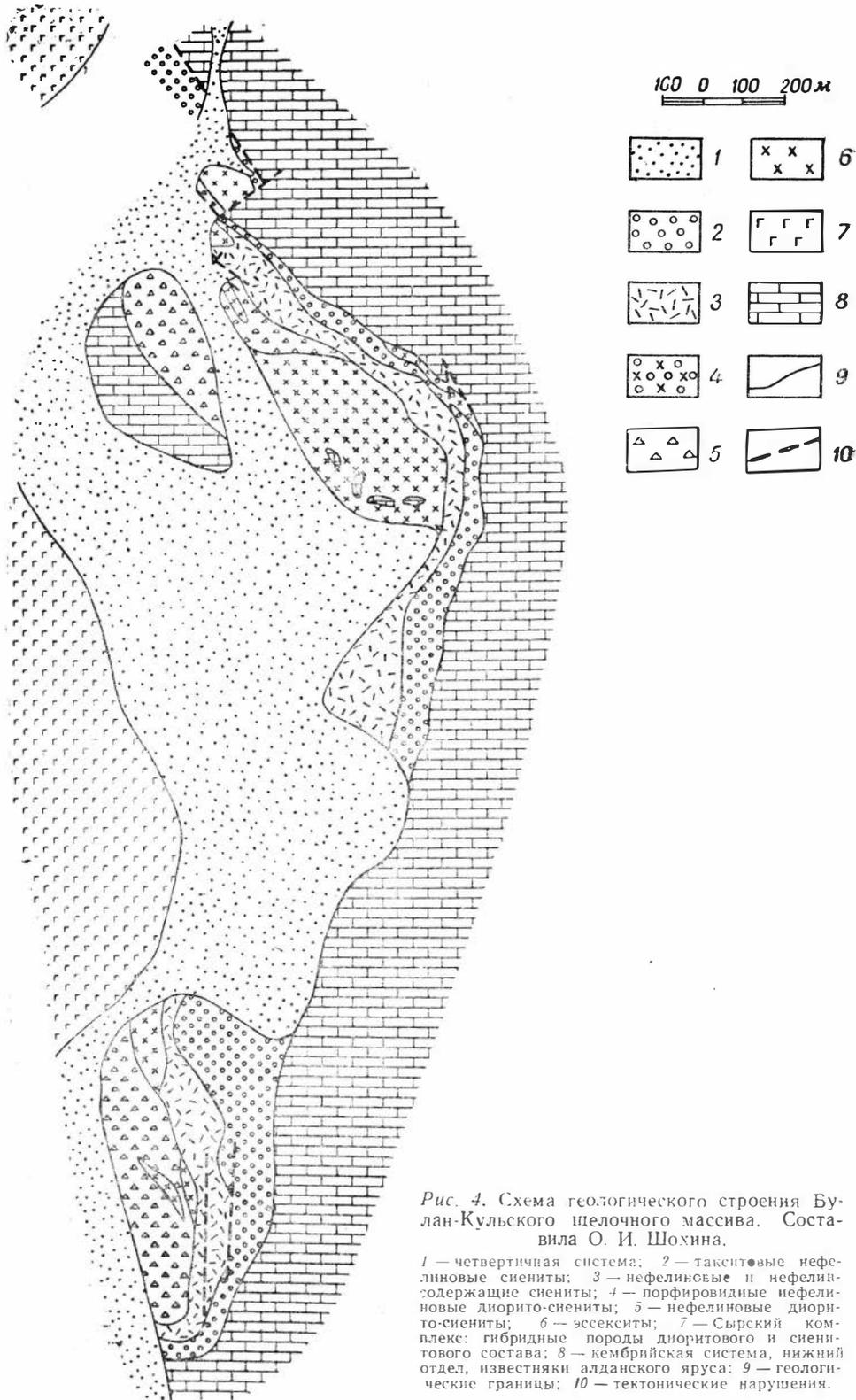


Рис. 4. Схема геологического строения Булан-Кульского щелочного массива. Составила О. И. Шохина.

1 — четвертичная система; 2 — такситовые нефелиновые сиениты; 3 — нефелиновые и нефелино-содержащие сиениты; 4 — порфировидные нефелиновые диорито-сиениты; 5 — нефелиновые диорито-сиениты; 6 — эссекситы; 7 — Сырский комплекс: гибридные породы диоритового и сиенитового состава; 8 — кембрийская система, нижний отдел, известняки алданского яруса; 9 — геологические границы; 10 — тектонические нарушения.

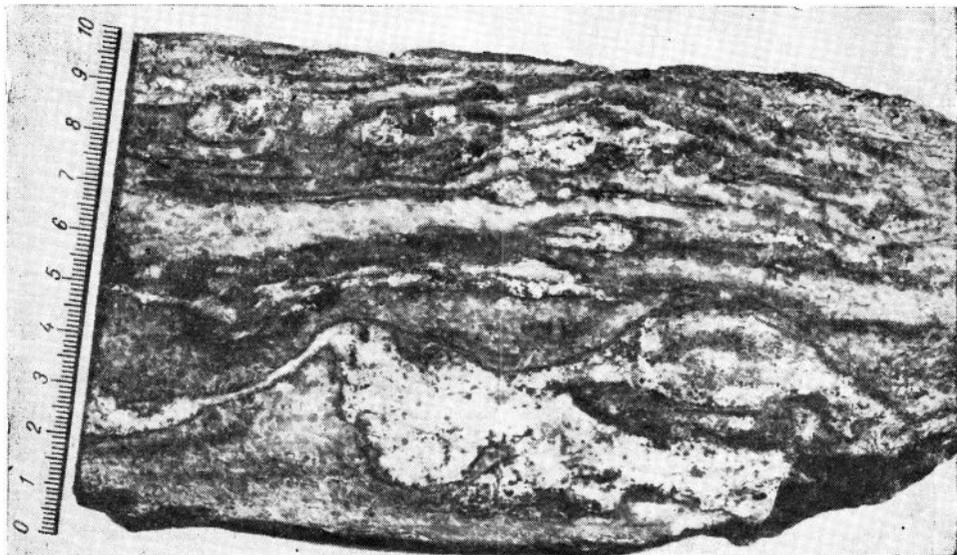


Рис. 5. Инъекции нефелиновых сиенитов (светлое) в мраморизованных известняках (темное).

Мощность их часто едва достигает 1 мм; участками они образуют линзообразные неправильной формы раздувы мощностью 3—7 см.

У юго-восточного контакта северного участка известняки имеют меридиональное простирание, падают на запад под углом 80° . Вдоль восточного контакта южного участка простирание их меняется на северо-восточное $40\text{—}70^\circ$ с падением на северо-запад под углом 80° . Таким образом, известняки к востоку от интрузии образуют небольшую дугу с выпуклостью, обращенной к северо-востоку и падением на юго-запад, запад и северо-запад в сторону массива щелочных пород.

Известняки на контакте с массивом неравномерно метаморфизованы и мраморизованы. Наиболее интенсивно изменены известняки вдоль северо-восточного контакта северного участка, в зонах скарированных пород мощностью до 1,2 м. Эти плотные зеленовато-серые породы состоят из крупных неправильной формы зерен граната и везувиана, мелкозернистых агрегатов кальцита и геденбергита. В восточном контакте северного участка мраморизованные известняки и мраморы содержат графитовые частицы, образующие полосы мощностью в несколько миллиметров. Направление полосчатости совпадает с общим простиранием известняков СЗ 310° и падением на ЮЗ под углом 60° . Так же, как и известняки, полосы графита смяты в мелкие складки, плейчатые.

Щелочные породы в контактовых зонах имеют неоднородное тактовое строение с неравномерным распределением меланократового и лейкократового, мелкозернистого и крупнозернистого материала и многочисленными обособлениями цветных минералов.

В северной части северного участка среди щелочных пород нередко наблюдались различной формы и размера ксенолиты известняков, причем наиболее часто встречались ксенолиты, вытянутые в направлении, совпадающем или близком к ориентировке контактовой поверхности. Вокруг ксенолитов обычно отмечается узкая, в несколько миллиметров ширины, оторочка из цветных минералов, в основном из геденбергита и баркевикита. Ближе к центру ксенолита развит пироксен с большим количеством граната. Кальцит сохраняется лишь в центральной части

ксенолита. Чем меньше размеры последнего, тем больше ширина оторочки. С увеличением ширины оторочки увеличивается и размер слагающих ее зерен: из скрытокристаллической, плотной она становится мелкозернистой. В пределах внешней зоны такой оторочки появляется небольшое количество лейкократовых минералов — ортоклаза и нефелина. Оторочка принимает более мезолитовый облик.

Помимо образования оторочек вокруг ксенолитов известняков наблюдается проникновение меланократового мелкозернистого материала в ксенолиты по трещинкам и отторжение им от крупных ксенолитов более мелких участков. Кое-где цепочкой друг за другом вытянуто несколько ксенолитов, разобренных мелкозернистым меланократовым материалом. Таким образом, удастся проследить все стадии усвоения и переработки щелочным материалом ксенолитов известняков от появления узких оторочек из цветных минералов до образования шлировидных обособлений их. Описанные выше факты дают возможность рассматривать шлировидный характер приконтактовых щелочных пород как результат переработки и усвоения ими ксенолитов известняков.

При дальнейшей переработке происходит растаскивание шлировидных обособлений, растягивание их в линзы и полосы, отчего возникают пятнистые и полосчатые такситовые разности. В конечной стадии этого процесса наблюдается постепенное растворение, рассасывание шлировидных обособлений с краев и возникновение вокруг них порфиroidных, обогащенных меланократовым материалом разностей. Нередко вокруг шлировидных обособлений прослеживается линейная ориентировка игольчатых или таблитчатых кристаллов амфибола, огибающих эти шлыры.

Такситовые породы развиты вдоль всего восточного контакта массива, но особенно резко выражен их характер в северо-восточном и юго-восточном контактах. Судя по восточному контакту, массив представляет небольшую согласную интрузивную залежь.

Массив сложен комплексом щелочных пород от эссекситов до пегматоидных фойяитов. В строении его принимают участие массивные равномернозернистые, порфиroidные, гнейсовидные, пятнистые, полосчатые, такситовые породы и породы с линейной ориентировкой кристаллов амфибола. Массив имеет зональное строение с развитым в западной и центральной частях его равномернозернистых пород, ближе к контактам с известняками сменяющихся порфиroidными и такситовыми породами. Развитие порфиroidными и такситовыми породами. Развитие порфиroidных и мелкозернистых структур в зоне эндоконтакта, невыдержанность структур пород даже в центральных частях массива, слабое контактное воздействие на вмещающие известняки, зональное строение плагиоклазов, пироксенов и амфиболов указывают на гипабиссальный характер интрузии.

Наблюдаемая вдоль восточного контакта линейная ориентировка минералов говорит о течении магмы с юго-запада на северо-восток. Непостоянство углов падения с колебаниями от 26° на 68° подчеркивает местную складчатость в контактовой зоне.

Плющатость и мелкая складчатость в полосчатых породах, изменение углов падения в направленности игольчатых минералов, как и ориентировка шлировидных обособлений цветных минералов и ксенолитов известняков, согласная с простираем вмещающих пород, указывают на унаследованный характер внутренней тектоники массива.

Изучение трещиноватости показало, что среди всех пород массива наиболее хорошо выражены продольные трещины с простираем СЗ 310° и падением $70-80^\circ$ на ЮЗ, совпадающие с направлением линий

течения. Трещины длинные, прямые, с четкими поверхностями излома. В восточной части массива они выполнены мелкозернистыми нефелин-содержащими и нефелиновыми сиенитами. В отдельных участках эти трещины заполнены пегматоидными фойяитами и меланократовыми нефелиновыми сиенитами. Четко выделяются и поперечные трещины, имеющие простирание СВ 40° и падение на ЮВ 70°. Трещины короткие, открытые, ровные, со слегка зазубренными поверхностями. Как правило, они всегда заполнены пегматоидными фойяитами. Значительно хуже выражены диагональные трещины скальвания. Они имеют широтное простирание с падением на север под углом 80°. В большинстве случаев трещины неровные, с бугристыми шероховатыми поверхностями, обычно пустые, лишь изредка заполненные меланократовыми нефелиновыми сиенитами. Трещиноватость в жильных породах близка к описанной выше для всего комплекса пород, но имеет небольшие отклонения в направленности и углах наклона.

Воздействие тектонических сил после окончательного застывания массива сказалось в появлении массы мелких нарушений, разбивших породы массива и вызвавших брекчирование и милонитизацию пород в зонах наиболее крупных нарушений. Воздействием этих же сил можно объяснить и появление гнейсовидных пород.

Среди массивных щелочных пород широкой полосой поперек всего северного участка проходит зона гнейсовидных пород с полосчатым распределением минералов и ориентированным расположением их внутри полос. Направление этой полосы пород близко к широтному. Ширина ее у контакта с известняками достигает 100 м, но к западу она значительно сокращается. Близ крайних западных выходов в щелочных породах эта полоса вновь резко расширяется, образуя как бы узкое ответвление, отходящее от первой полосы в направлении к ней перпендикулярном, но с той же самой ориентировкой гнейсовидности. Ширина этой второй ветви не превышает 10 м. Гнейсовидное строение во второй полосе проявлено значительно слабее, чем в первой, и постепенно затухает к северо-западу. В крайней северо-западной части массива гнейсовидные породы встречаются лишь небольшими участками. Направление гнейсовидности здесь СВ 70°, падение на ЮВ; углы падения в северо-западной части массива во 2-й полосе 50°, в 1-й полосе — 70°. При общем выдержанном простирании гнейсовидности наблюдается изгибание ее и образование мелких складочек, «завихрений». Среди гнейсовидных пород нередко встречаются небольшие участки пород, обладающих массивной текстурой. Гнейсовидность огибают, обтекают эти неподатливые участки. Наблюдаются случаи веерообразно расходящегося гнейсовидного строения щелочных пород.

Зоны гнейсовидных пород, значительно меньшие по масштабу, наблюдались и западнее, на продолжении этих зон, в гибридных породах Сырского интрузивного комплекса. Центр действия сил приходится на первую полосу гнейсовидных пород. К северо-западу и юго-западу действие их постепенно затухает. Действующие силы, по-видимому, были направлены с северо-запада на юго-восток.

Образование гнейсовидных пород сопровождалось небольшими подвижками, следы которых в виде зеркал скольжения и развития брекчированных пород в большом количестве наблюдаются в этих зонах и вблизи участков развития гнейсовидных пород. Тонко перетертые и интенсивно катаклазированные породы отмечены как южнее, так и севернее полосы гнейсовидных пород. В самой зоне гнейсовидных пород в крайних западных частях щелочного массива встречаются участки пород, тонко рассланцованных в направлении СВ 80° пад. 60° на ЮВ.

Здесь также развиты маломощные зоны милонитизированных пород с редкими давленными зернами полевых шпатов, расположенных среди тонко перетертого материала. Породы сильно ожелезнены и приобретают ржавый цвет. Ширина зоны милонитизации 2 м.

Помимо зоны гнейсовидных пород большое количество тектонических нарушений зафиксировано и в других участках массива, в основном в краевых его зонах. Ряд небольших тектонических нарушений проходит вдоль контакта массива с известняками параллельно линии контакта. Нарушения сопровождаются брекчированием пород, интенсивным их ожелезнением. Породы обохрены, покрыты пленками гематита.

Наиболее мощные зоны тектонических нарушений отмечены в северо-западной части массива, где в отвесных скалистых обнажениях высотой в 25 м, резко обрывающихся в глубокие лога, хорошо видны следы ряда подвижек. Основное нарушение идет в направлении СЗ 310°. Это нарушение морфологически выражается глубоким узким логом. Оно отделяет щелочные породы от диоритов Сырского интрузивного комплекса, сохранившихся в виде небольших участков в нижней части обнажения и отделенных от щелочных пород мощной зоной перетертых пород. Все это крупное обнажение высотой в 25 м и длиной в 45 м представляет как бы гигантскую тектоническую брекчию, состоящую из крупных блоков, сцементированных развальцованным материалом, и прорезанную по всем направлениям жилами красных микросиенитов. Породы пятнами окрашены в грязно-розовые тона различной интенсивности. Широко развиты милонитизированные породы.

От основного разлома, по которому был опущен западный блок, отходит множество более мелких нарушений различного направления. Ряд мелких нарушений наблюдается в северо-восточном контакте северного участка. Одно из них проходит по направлению СВ 40°. Оно сдвигает на юго-запад южный бок, смещает линию контакта с известняками, разрывает, по-видимому, один и тот же блок диоритов, а также разрывает и сдвигает к западу описанную выше тектоническую зону. В пластических толщах известняков оно вызывает изгибание слоев, изменение простираения с северо-западного 310—320° до разлома на северо-восточное 80° после него.

Расположение и своеобразная морфология дайковой серии в массиве и во вмещающих известняках отображают сложную тектоническую жизнь массива. Все породы массива, в том числе и жильные, пересечены дайками диабазовых и андезитовых порфиритов, относимых к нижнему девону. Дайки часто приурочены к контактовой зоне, а также следуют вдоль зоны гнейсовидных пород. Все они имеют изогнутые, коленообразные, дугообразные формы. Характерны ветвящиеся формы, приводящие к разветвлению даек на несколько рукавов, то расходящихся, то вновь соединяющихся. Мощность даек варьирует от 1 до 20 м, длина достигает нескольких сотен метров. Наиболее крупная дайка лабрадоровых порфиритов проходит через весь массив, пересекая весь щелочной комплекс. Ориентировка табличек плагиоклаза в одной из даек в западной части массива направлена под углом 85° на юго-запад. О выполнении дайками системы более поздних трещин говорит срезание дайкой гнейсовидности (рис. 6).

Приведенные выше данные показывают, что внедрение и становление интрузии происходило после орогенических движений, вызвавших возникновение складчатости в известняках кембрия, структуру которых наследуют щелочные породы. Внедрение щелочного расплава, таким образом, произошло после основного цикла салаирского орогенеза, но в то же время до начала герцинского орогенеза, так как дайки андези-

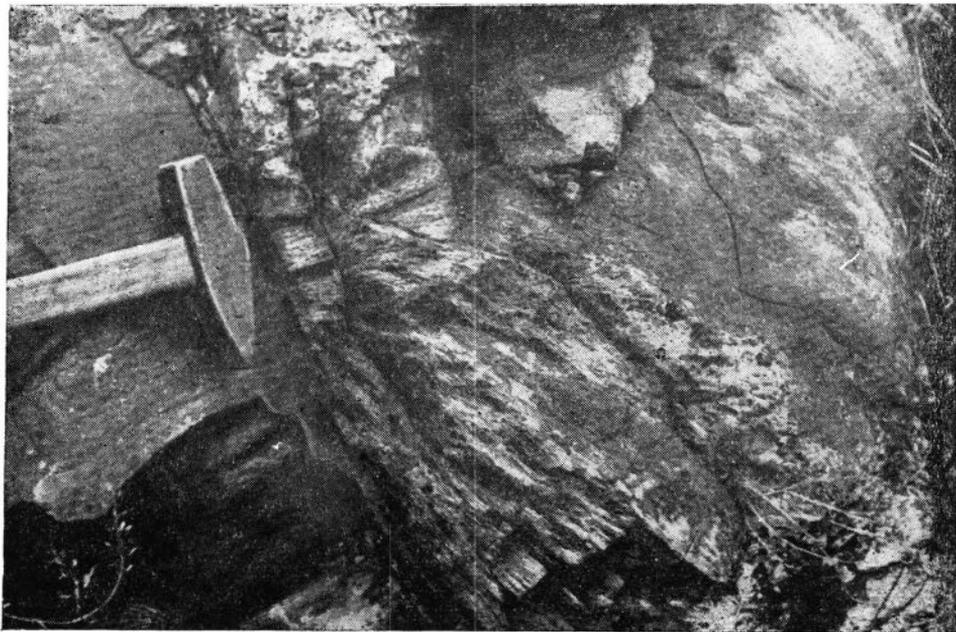


Рис. 6. Срезание дайкой порфирита гнейсовидности в щелочных породах.

товых и диабазовых порфиритов нижнедевонского возраста секут породы массива, срезая их гнейсовидное строение. Следовательно, внедрение щелочного расплава может быть связано с заключительными фазами салаирского орогенеза, последние отголоски которого обусловили появление разрывных нарушений в сформировавшемся уже массиве и возникновение в породах гнейсовидных текстур.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Щелочные породы Булан-Кульского массива отличаются разнообразием вещественного состава, структур и текстур. От контакта с гибридными породами Сырской интрузии к контакту с известняками происходит постепенное изменение состава пород в сторону увеличения содержания в них щелочных минералов. По минералогическому составу весь комплекс щелочных пород разделяется на следующие группы: эссекситы, нефелиновые диорито-сиениты, порфирировидные нефелиновые диорито-сиениты, нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты.

В северо-западной части массива (рис. 7), близ контакта с породами Сырской интрузии, среди эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов были встречены небольшие ксенолиты темно-серых диоритов Сырского интрузивного комплекса. Непосредственных взаимоотношений их с щелочными породами установить не удалось. В доступных для наблюдения участках контакт между ними всюду проходит по зонам тектонических нарушений. В центральных частях выходов диориты по минеральному составу и структурным особенностям тождественны гибридным породам диоритового состава, развитым вдоль восточного берега озера.

В минеральном составе, структуре и текстуре габбро и диоритов эндоконтактовой фации Сырского интрузивного комплекса и эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов Булан-Кульского массива наблюдались характерные общие признаки: один и тот же состав плагиоклаза и

пироксена, одинаковая форма их образований в виде крупных идиоморфных табличек, а также сходное расположение их в породах. И в тех и в других породах в большом количестве содержатся апатит и магнетит. Отличие эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов от габбро- и диоритов Сырского комплекса заключается в появлении в щелочных породах небольшого количества нефелина, баркевикита и гастингита. Удаётся проследить постепенное изменение состава пород от типичных диоритов до нефелиносодержащих диорито-сиенитов. Это даёт известные основания для предположений о генетической связи гибридных пород эндоконтактной фации Сырского интрузивного комплекса с эссекситами и нефелиновыми диорито-сиенитами Булан-Кульского массива и об относительно позднем времени образования последних.

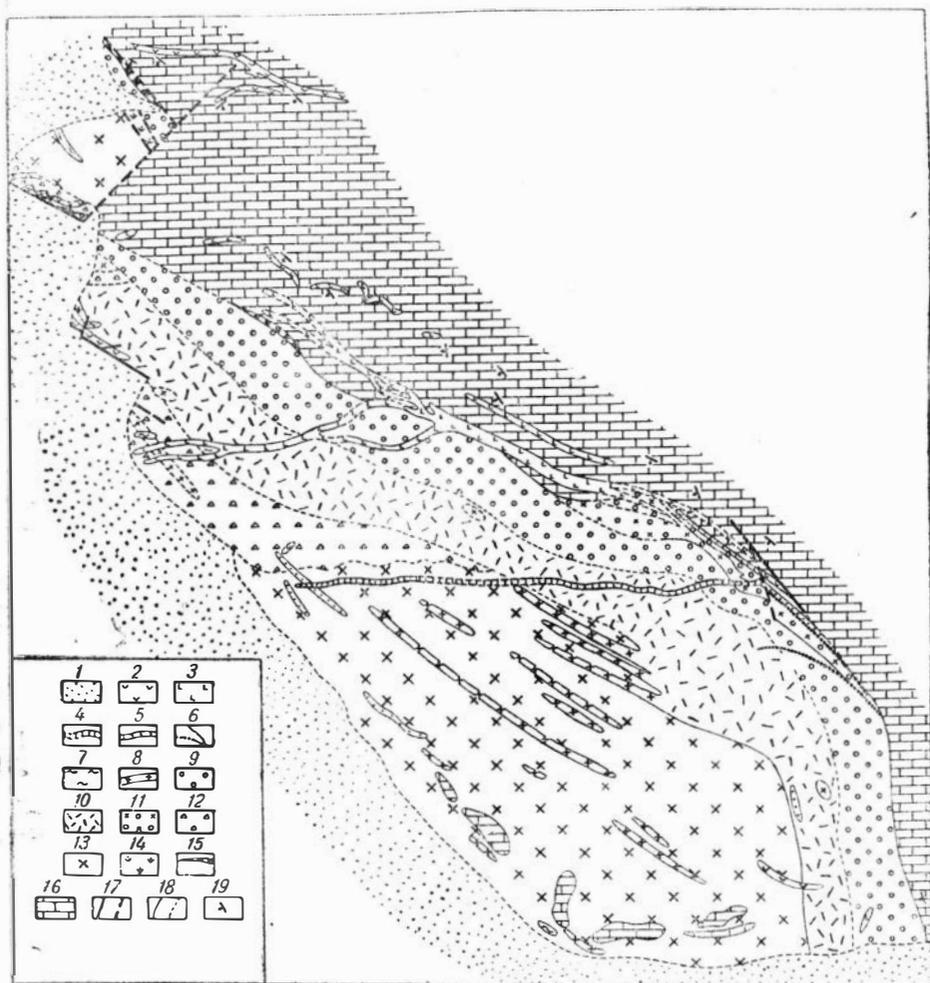


Рис. 7. Схема геологического строения северной части Булан-Кульского массива. Составила О. И. Шохина.

1 — четвертичная система, аллювиально-делювиальные отложения. Девонская система, нижний отдел: 2 — дайки диабазовых порфиритов; 3 — дайки андезитовых порфиритов; 4 — дайки лабрадоритовых порфиритов; 5 — Сырский интрузивный комплекс, жилы сиенит-апатитов. Булан-Кульский щелочной комплекс: 6 — меланократовые нефелиновые сиениты; 7 — жильные пегматитовые фойяиты; 8 — мелкозернистые нефелиносодержащие сиениты; 9 — такситовые нефелиновые сиениты; 10 — нефелиновые и нефелиносодержащие сиениты; 11 — порфирировидные нефелиновые диорито-сиениты; 12 — нефелиновые диорито-сиениты; 13 — эссекситы; 14 — гибридные диориты Сырского комплекса; 15 — скарны; 16 — кембрийская система, нижний отдел, алданский ярус, известняки; 17 — тектонические нарушения; 18 — геологические границы; 19 — элементы залегания.

Гибридные породы диоритового состава

Породы диоритового состава легко выделяются среди пород массива своим характерным обликом. Породы обычно среднезернисты, окрашены в темно-серые тона, состоят в основном из серого плагиоклаза и цветных минералов. Их своеобразный облик вызван расположением четких идиоморфных табличек плагиоклаза размером до 0,8 см в длину, соприкасающихся друг с другом под тупым углом. Промежутки между плагиоклазами заполнены мелкими зернышками цветных минералов.

Количественно-минералогический состав породы следующий: плагиоклаз 73, роговая обманка 10, пироксен 5, биотит 8, альбит 3, магнетит 0,7, апатит 0,3%.

Плагиоклаз является преобладающим компонентом породы. Он образует таблитчатые идиоморфные кристаллы размером от 0,4 до 0,8 см в длину, с тонким отчетливым полисинтетическим двойникованием и слабо проявленным зональным строением. Состав плагиоклаза, определенный на столике Федорова в зоне, перпендикулярной [010], соответствует андезину № 35 в ядерной части и олигоклазу № 27 в периферической зоне. Наиболее часто встречается двойникование по альбитовому и периклиновому законам. Иногда центральные части зерен имеют пятнистое строение и неясные расплывчатые очертания с заливчатыми контурами. В отдельных участках наблюдается изгибание двойниковых полосок и волнистое угасание. Центральные части зерен плагиоклаза часто интенсивно замещены тонкочешуйчатым агрегатом серцита.

Роговая обманка в большинстве случаев ксеноморфная, представлена неправильными вытянутыми зернами, реже широкотаблитчатыми идиоморфными кристаллами.

Нередко наблюдаются ситовидные ячеистые зерна с включенными в них мелкими табличками альбита, реже с сохранившимися участками пироксена.

Оптические свойства роговой обманки: $c : Ng = 16-20^\circ$, $2V = -66-74^\circ$, $Ng - Np = 0,025$, плеохроизм резкий: Ng — зеленовато-бурый, Np — светлый желтовато-зеленый.

Пироксен в породах этой группы распределен крайне неравномерно. То он является преобладающим минералом среди цветных, то играет резко подчиненную роль. В первом случае он представлен идиоморфными длиннотаблитчатыми кристаллами, во втором — мелкими изометричными зернами, расположенными в промежутках между плагиоклазами, совместно с амфиболом, биотитом и альбитом. Пироксен почти бесцветный с чуть зеленоватым оттенком. $2V = +60^\circ$, $c : Ng = 37^\circ$, $Ng - Np = 0,028$. По оптическим свойствам пироксен соответствует диопсиду.

Биотит присутствует постоянно в большом количестве, но форма выделения и цвет его различны. В большинстве случаев он встречается в ассоциации с пироксеном и амфиболом и представлен красно-коричневой крупночешуйчатой разностью. В отдельных участках чешуйки образуют крупные скопления, где трудно различить контуры отдельных чешуек. Все они сильно деформированы, перекручены, имеют неодновременное секториальное волнистое угасание. Полосами, участками по нему развивается мусковит. Реже биотит встречается в виде мелких тонких чешуек грязно-зеленого цвета, плеохроирующих до бледно-желтого. Он образует розетковидные венчиковые агрегаты вокруг зерен пироксена.

Альбит развит лишь в породах из северных участков диоритов. Он образует мелкие таблитчатые зерна с четким тонким полисинтетическим двойникованием. По составу он соответствует альбиту № 5, сдвойникован по периклиновому закону. Мелкие зерна альбита вместе с пироксеном, роговой обманкой и биотитом выполняют промежутки между табличками плагиоклаза. В большом количестве альбит содержится в виде мелких табличек в роговой обманке.

Калиевый полевой шпат был встречен только в южных участках выходов этих пород. Содержание его в породе незначительное. Развит он, главным образом, по плагиоклазу в виде пятен, располагающихся по краям зерен. Определить оптические свойства калиевого полевого шпата не удалось.

Магнетит содержится в породе в большом количестве в виде мелких изометричных зернышек, приуроченных к цветным минералам.

Апатит также большей частью приурочен к цветным минералам, но встречается и в плагиоклазе. Он образует тонкие мелкие иголки от 0,02 мм до 0,25 мм длиной.

Породы имеют довольно свежий облик; вторичными изменениями затронуты лишь плагиоклаз и биотит. Центральные части плагиоклаза замещены серицитом, по биотиту кое-где развивается мусковит. Серицит развит в виде мелкочешуйчатых агрегатов, образующих участки в центре зерен плагиоклаза. Мусковит образует более крупные по размерам чешуйки, развивающиеся по спайности биотита.

Для структуры пород характерны развитие главных породообразующих минералов в две генерации и ярко выраженный резкий идиоморфизм плагиоклазов по отношению к цветным минералам, а также расположение плагиоклазов под углом друг к другу. Значительно реже встречаются крупные идиоморфные зерна пироксена, в большинстве случаев приспособляющиеся к очертаниям табличек плагиоклаза. Амфибол и биотит ксеноморфны и располагаются в промежутках между плагиоклазами. Нередко угловатые промежутки между крупными табличками плагиоклаза заполнены мелкозернистым агрегатом зерен пироксена 2-й генерации, альбита, магнетита, иголочками апатита и ключевидными образованиями роговой обманки.

Для пород этой группы характерно также ситовидное, ячеестое строение зерен роговой обманки. Крупные образования вытянутой неправильной формы, принадлежащие роговой обманке, занимают промежутки между табличками плагиоклаза и обычно пронизаны множеством мелких табличек альбита. Иногда количество последних бывает настолько велико, что от прежнего крупного зерна роговой обманки сохраняются лишь небольшие разобщенные клочки. Все пространство между зернами плагиоклаза вместо одного крупного зерна амфибола в этом случае бывает выполнено агрегатом мелких зерен альбита и мелкими резко ксеноморфными образованиями амфибола.

Учитывая описанные выше факты, можно предположить, что формирование породы шло следующим путем: наиболее ранним минералом явился тонкоигольчатый апатит, который встречается в виде включений во всех минералах. Из породообразующих минералов первым кристаллизовался плагиоклаз, оформившийся в прекрасно ограненные кристаллы. Вслед за ним выкристаллизовывается пироксен 1-й генерации, также образующий крупные идиоморфные зерна. Затем кристаллизовались роговая обманка и биотит, имеющие ксеноморфные очертания и приспособляющиеся к очертаниям зерен плагиоклаза; наиболее ранним минералом является роговая обманка, а биотит обычно окружает и корродирует ее. Роговая обманка в большинстве случаев образует реак-

ционные каймы вокруг пироксена. Затем обычный ход кристаллизации нарушается, и после небольшого перерыва в изменившихся физико-химических условиях кристаллизовались мелкие зерна пироксена, а также магнетита; в последнюю стадию образовался таблитчатый альбит, выполняющий промежутки между плагиоклазами и разъедающий зерна роговой обманки с образованием ячеистых структур.

В отдельных участках, главным образом, вблизи тектонических зон, небольшой привнос калия обусловил замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. В аутометасоматическую стадию плагиоклаз интенсивно замещался тонкочешуйчатым агрегатом серицита, а по спайности биотита развивался мусковит.

После застывания породы подверглись воздействию динамических сил. В участках, наиболее удаленных от зон тектонических нарушений, это воздействие сказалось в слабом катаклазе, неравномерно волнистом угасании плагиоклаза и в изгибании чешуек биотита. По мере приближения к тектонической зоне наблюдается изгибание двойниковых полосок и контуров зерен плагиоклаза. Биотит в этих участках перекручен, имеет секториальное угасание. Близ нарушения порода разрыхлена, раздроблена. Редкие крупные катаклазированные зерна плагиоклаза сохраняются в виде крупных участков среди мелкозернистого раздробленного материала, состоящего из мелких обломочных зерен серицитизированного плагиоклаза, большого количества хлорита, кальцита, магнетита, хлоритизированных биотита и роговой обманки и прозрачных чистых мелких табличек альбита. Крупные образования кальцита выполняют все промежутки между участками плагиоклаза.

В краевых зонах ксенолитов диориты резко преобладают среди породообразующих минералов плагиоклаза с составом олигоклаз-андезин № 31, встречающегося здесь также в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов, но часто обладающего зональным или неоднородным пятнистым строением центральных частей и извилистыми контурами, характерными для щелочных пород. Помимо пироксена, представленного идиоморфными таблитчатыми кристаллами диопсида, биотита и зеленовато-бурой роговой обманки, обрастающей тот и другой минерал, в породах присутствует сине-зеленый щелочной амфибол типа гастингсита. Вначале содержание его ничтожно, он появляется в виде редких узеньких каемочек вокруг пироксена и биотита. В крайних же, наиболее щелочных разностях этой группы пород он представляет уже существенную составную часть породы и достигает по содержанию 5% от всей массы породы. В виде каемок различной ширины (от 0,02 до 0,1 мм) он окружает все образования пироксена и скопления биотита. Реже гастингсит встречается в виде самостоятельных образований, представляющих скопления мелких изометричных зернышек. Гастингсит оптически отрицательный, удлинение его положительное, плеохроизм резкий: Ng — голубовато-зеленый, Nm — зеленый, Np — зеленовато-желтый. $Ng - Np = 0,019$; наблюдается сильная дисперсия оптических осей $r > V$. Для пород с большим содержанием гастингсита так же, как и для нефелиновых диорито-сиенитов, характерно кучное распределение темноцветных минералов и группировка их в тесные ассоциации друг с другом: пироксен обычно окружен венчиком грязно-зеленого биотита, который в свою очередь окаймлен гастингситом. К таким ассоциациям, чаще к центральной части скоплений биотита, приурочен магнетит, окруженный узенькой каемочкой сфена, что является также характерной особенностью нефелиновых диорито-сиенитов.

Появляются и присущие нефелиновым диорито-сиенитам скопления мелкозернистых изометричных образований пироксена с роговиковой

структурой и большое количество крупнопризматического апатита. Спорадически, сначала в виде единичных мелких каплеобразных выделений, начинает встречаться нефелин, развитый по плагиоклазу. Распределен он в породе крайне неравномерно и нацело замещен шпрейуштейном. Вблизи контакта с щелочными породами среди раздробленного милонитизированного материала ключевидными образованиями нефелина усеяна уже вся масса породы. В отдельных участках нефелин развит не только пятнами по плагиоклазу, но и выполняет промежутки между ними. В этих же породах по плагиоклазу развивается пятнистый пертит. Наибольшее обогащение щелочными минералами наблюдается вблизи тектонических зон, в контакте с нефелиновыми диорито-сиенитами. Геологическое положение этих пород и особенности их минералогического состава говорят о том, что породы подверглись активному воздействию щелочного расплава.

Эссекситы

Эссекситы встречаются преимущественно в западной части Булан-Кульского массива. Своеобразный облик резко отличает их от других разновидностей пород массива. Эссекситы грубозернистые, грязно-серого цвета, с характерной бугристой, как бы рассыпающейся на отдельные зерна поверхностью излома, с кучным распределением крупных, лапчатой формы скоплений цветных минералов, содержание которых в породе достигает 45%.

Минералогический состав эссекситов следующий: плагиоклаз, пироксен, амфибол, биотит, оливин, нефелин и калиевый полевой шпат. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и рудный минерал.

Соотношения компонентов колеблются в широких пределах: плагиоклаз 47—65%, пироксен 7—18, баркевикит 6—16, биотит 5—10, оливин 1—3, калиевый полевой шпат 3—7, рудный минерал 1—2, апатит 2—3%.

Как видно из этих данных, преобладающим компонентом породы является плагиоклаз, представленный то вытянутыми удлиненно-таблитчатыми образованиями размером до 0,5 см в длину с извилистыми очертаниями, тесно соприкасающимися вдающимися друг в друга небольшими языками и заливами, то резко ксеноморфными вытянутыми зернами причудливой формы. Границы между отдельными зернами, как правило, нерезкие, расплывчатые. Нередко в центральной части крупных зерен наблюдаются образования неправильной лапчатой формы, напоминающие фигуры травления; их показатель преломления очень близок к показателю преломления всего крупного зерна, но они отличаются от крупных зерен иной оптической ориентировкой.

В отдельных участках крупные таблитчатые зерна плагиоклаза имеют катаклазированный облик и состоят из нескольких более мелких таблитчатых, сдвинутых относительно друг друга участков. Чаще всего плагиоклаз встречается в виде неправильной формы зерен с извилистыми контурами. Тесное соприкосновение множества таких зерен различной формы и величины представляет одно мозаичное поле, где отдельные зерна отличаются лишь различной оптической ориентировкой. Такие зерна обычно не имеют двойникового строения. Четкое тонкое полисинтетическое двойникование наблюдается лишь в таблитчатых зернах, для которых, кроме того, характерно слабо выраженное зональное строение. Состав плагиоклаза в центральной части таких зерен соответствует лабрадору № 55, по периферии — олигоклаз-андезину № 35. Наиболее характерным для плагиоклазов этих пород является двойникование по альбит-карлсбадскому и альбитовому законам.

Нередко таблитчатые зерна плагиоклаза загрязнены множеством мелких включений чешуек биотита, ориентированных параллельно [010]. Неоднородное пятнистое строение плагиоклазов усложняется замещением их калиевым полевым шпатом. В центральной части тела эссекситов такого замещения почти не наблюдается, но интенсивно развито вблизи ксенолитов известняков и увеличивается по мере приближения к нефелиновым диорито-сиенитам. Замещение начинается с краевой части зерен и постепенно захватывает их центральные части, в которых калиевый полевой шпат образует крупные пятна, иногда сливающиеся в сплошное поле; внутри последнего лишь небольшими участками сохраняется плагиоклаз. Замещение иногда настолько интенсивно, что пятнистый пертит приобретает значение преобладающего комплекса породы.

Нефелин. В тесной ассоциации с полевыми шпатами находится нефелин, содержание которого в породе резко колеблется. Для пород этой группы характерно почти постоянное совместное нахождение двух различных типов нефелина: 1) крупных, резко ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между минералами, главным образом между плагиоклазами; 2) мелких неправильной формы, часто каплеобразных выделений, пятен, развивающихся по плагиоклазу. В большинстве случаев нефелин 2-го типа имеет резко подчиненное значение, но участками, близ ксенолитов известняка и в зонах тектонических нарушений, нефелином 2-го типа густо усеяны все плагиоклазы. Нефелин 1-го типа имеет очертания причудливого многоугольника с характерными остроугольными игольчатыми выступами, резко подчиненными расположению таблитчатых кристаллов плагиоклаза; размеры его зерен достигают 3,5 мм в длину при максимальной ширине 1,5 мм,

$$n_o = 1,537 \pm 0,001, \quad n_e = 1,534 \pm 0,001.$$

Нефелин 2-го типа развивается по центральным участкам зерен плагиоклаза в виде мелких каплеобразных выделений до 0,01 мм в диаметре или в виде неправильных, удлинённых, местами раздувающихся и коленообразно изогнутых полос. Чаще всего нефелин этого типа представлен неправильной формы скелетными образованиями (рис. 8). Временами очертания кристаллов нефелина очень нечеткие, как бы сливающиеся с плагиоклазом. Это особенно характерно для мелких образований. При более крупных размерах пятен и полос нефелина наблюдается пересечение ими двойниковых сростков плагиоклаза (рис. 9) и замещение одним зерном нефелина двух смежных кристаллов плагиоклаза.

В отличие от нефелина 1-го типа этот нефелин, главным образом наиболее мелкие каплеобразные выделения его, часто нацело замещен тонкочешуйчатым агрегатом цеолитов. Более крупные зерна нефелина изменены незначительно.

Темноцветные минералы распределены в породе неравномерно; они образуют крупные, до 1,5 см в диаметре, кучные скопления лапчатой формы, представленные, как правило, ассоциацией всех цветных минералов: оливином, пироксеном, баркевикитом и биотитом. К этим же скоплениям обычно приурочены рудный минерал и апатит.

Оливин является постоянным характерным минералом этих пород. Он образует крупные неправильной формы округлые или слегка удлинённые зерна до 0,8 мм в длину, разбитые множеством трещин. $N_g = 1,780 \pm 0,002$, $N_m = 1,767 \pm 0,002$, $N_p = 1,737 \pm 0,002$, $N_g - N_p = 0,043$, $2V$ колеблется от -68° до -72° , что согласно Винчеллу

¹ При измерении угла оптических осей были учтены поправки на показатели преломления сегмента.



Рис. 8. Эссексит. Развитие нефелина по плагиоклазу (темное). $\times 20$ с анализатором.



Рис. 9. Эссексит. Пересечение нефелином (черное) двойникового строения плагиоклаза. $\times 50$ с анализатором.

отвечает составу гортонолита Fe_{42} , $Fe_{58} - Fe_{48}$, Fe_{52} . Крупные зерна оливина в большинстве случаев довольно свежие, лишь с краев обычно замещенные магнетитом. Последний иногда развивается и в центральной части зерен по трещинкам, где он представлен мельчайшими пылевидными частицами. Нередко вдоль трещин и с краев зерен оливин покрыт бурыми налетами окислов железа. Более мелкие зерна оливина часто почти нацело замещены тонковолокнистым хризотилом, развивающимся по ветвящимся трещинкам, промежутки между которыми заполнены магнетитом. Значительно реже наблюдается развитие по оливину зеленовато-бурого идингсита с интерференционными окрасками второго порядка. Мелкие зерна оливина иногда замещены им нацело, в крупных зернах идингсит замещает лишь небольшие краевые участки, в большинстве случаев лишь с одной стороны зерна.

Пироксен. Основная масса пироксена представлена авгитом, но в отдельных участках вблизи выходов нефелиновых диорито-сиенитов в небольшом количестве появляются изометричные зерна диопсида.

Авгит образует длиннотаблитчатые зерна до 7,5 мм в длину, слабо плеохроирующие от зеленоватого по Ng , буроватого по Nm до слабо-буроватого по Np . $Ng = 1,714 \pm 0,002$, $Nm = 1,693 \pm 0,001$, $Np = 1,687 \pm 0,001$, $Ng - Nm = 0,027$, $c : Ng = 46^\circ$, $2V = +62^\circ$. Характерна очень сильная дисперсия осей $r > V$, так что полного затемнения зерна в белом свете не наблюдается. Нередко встречаются двойники по [100]. Характерна трещиноватость и изредка тонкая штриховка зерен.

Диопсид развит, главным образом, на границе зерен авгита с биотитом в виде мелких (до 0,001 мм в диаметре) изометричных зернышек, едва окрашенных в бледно-зеленые тона. $Ng = 1,718 \pm 0,002$, $Np = 1,702 \pm 1,686$, $Ng - Np = 0,032$, $c : Ng = 37^\circ$. Тесное соприкосновение множества таких зернышек обуславливает возникновение своеобразных роговиков в отдельных участках породы. В этих участках между зернышками диопсида располагаются мелкие чешуйки биотита. По направлению от крупного зерна авгита к биотиту размер изометричных зернышек диопсида уменьшается, а в самом биотите наблюдаются мелкие червеобразные вроски пироксена с различной ориентировкой. Диопсид очень свежий, никакими позднейшими изменениями не затронут.

Баркевикит встречается как в виде широкотаблитчатых кристаллов размером $2 \times 1,5$ мм, так и в виде широкой каймы, окружающей зерна пироксена. Он резко выделяется своей густо-коричневой окраской, сходной с окраской присутствующего в породе биотита. Плеохроизм резкий: Ng — густо-коричневый, Nm — красновато-коричневый, Np — желтый. $c : Ng = 20^\circ$, $2V = -52^\circ$, $Ng = 1,702 \pm 0,002$, $Nm = 1,690 \pm 0,001$, $Np = 1,682 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,020$. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей [010]. В центральной части зерен наблюдаются участки пироксена и плагиоклаза, овальные образования рудного минерала до 0,4 мм в диаметре, а также призматические зерна апатита. Баркевикит сохраняется в очень свежем виде.

Биотит чаще всего встречается в ассоциации с оливином, пироксеном, баркевикитом и рудным минералом в виде скоплений тонких мелких чешуек. Крупные самостоятельные длинные чешуйки биотита наблюдаются сравнительно редко. Для эссекитов характерен интенсивный красно-коричневый цвет биотита с плеохроизмом до светло-желтого по Np . Изредка наблюдаются переходы окраски к краям язычков в зеленоватый, реже в чистый ярко-зеленый цвет по Ng и почти бесцветный по Np . Замеренные показатели преломления красно-коричневого биотита в иммерсионных жидкостях близки к таковым лепидомелана: $Ng = 1,666 \pm 0,001$, $Np = 1,603 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,063$. На-

блюдаются скопления этой слюды в виде войлокоподобных лучистых розетковидных агрегатов.

Среди второстепенных минералов нередко встречается слабо плеохроирующий зеленый, иногда сине-зеленый амфибол, окружающий пироксен и биотит. Ни разу не удалось наблюдать разрезы этого амфибола со спайностью; не удалось также определить константы этого минерала. Собственная его окраска не позволяет определить его двупреломление, являющееся, по-видимому, довольно низким.

Апатит постоянно присутствует в количестве 1,5—2% в виде крупных короткостолбчатых и широко столбчатых призм до 0,9 мм в длину, находящихся в постоянной ассоциации с темноцветными.

Магнетит также является характерным минералом для этой группы пород; в ассоциации с цветными минералами он обычно образует крупные округлые неправильной формы зерна, как правило окруженные венчиком биотита.

Вторичные минералы. Для породы в целом характерен свежий облик, лишь по нефелину развиваются натролит и серицит, а по оливину — хризотил, иддингсит и рудный минерал. Редкие тонкие трещины в породе выполнены пренитом.

Натролит встречается в виде мельчайших зерен, образующих звездчатые и войлокоподобные агрегаты. Развивается он в основном по нефелину 2-го типа, часто нацело замещая мелкие каплеобразные его зерна. Натролит бесцветный, иногда из-за присутствия тонкой каолиновой пыли кажется слегка буроватым. Оптически положительный. Угасание прямое, удлинение положительное. $Ng' - Np' = 0,013$.

Серицит развит в небольшом количестве совместно с натролитом по нефелину и изредка по плагиоклазу. Он образует мелкие тонкие бесцветные чешуйки, выделяющиеся среди натролитового агрегата высоким двупреломлением и высоким показателем преломления.

Хризотил в виде тонких волокон развит по ветвящимся трещинкам в оливине. Угасание прямое, удлинение положительное. $Ng' - Np' = 0,08$.

Иддингсит представлен мелкими чешуйчатыми образованиями зеленовато-бурого цвета с резким плеохроизмом до золотисто-желтого. $Ng' - Np' = 0,026$.

Рудный минерал совместно с хризотилом и иддингситом развивается по оливину в виде мельчайших точечных зерен магнетита. Кроме того, значительная часть зерен оливина окрашена в бурые тона окислами железа.

Пренит в виде радиально-лучистых агрегатов выполняет тонкие трещинки в породе. Он образует столбчато-волокнистые бесцветные кристаллы с прямым угасанием, отрицательным удлинением, оптически положительный. $Ng' - Np' = 0,024$.

Структурные особенности эссекситов. Характерной особенностью этих пород является кучное распределение цветных компонентов и широкое развитие структур замещения. В ряду цветных минералов постоянно наблюдаются следующие реакционные взаимоотношения: в центральных частях скоплений всегда находится оливин, окруженный авгитом, который в свою очередь окружен баркевикитом, извилистые контуры которого как бы вдаются в зерна биотита. Там, где мало баркевикита, авгит окаймлен биотитом, также глубоко проникающим в него и замещающим авгит, вплоть до сохранения лишь небольших реликтов этого минерала среди листочков биотита. Нередко биотит оконтуривает зерна оливина. В этом случае между ними всегда наблюдается узкая реакционная каемка, представленная пироксеном. Кое-где

на границе зерен пироксена с биотитом происходит перекристаллизация пироксена с образованием небольших участков своеобразных роговиков, состоящих из мелких изометричных зерен зеленоватого диопсида и небольшого количества чешуек биотита. При этом в авгите наблюдается множество симплектитовых вростков биотита, а в биотите появляются червеобразные симплектитовые вростки пироксена (рис. 10). Биотит постоянно окаймляет также и рудный минерал, образуя вокруг

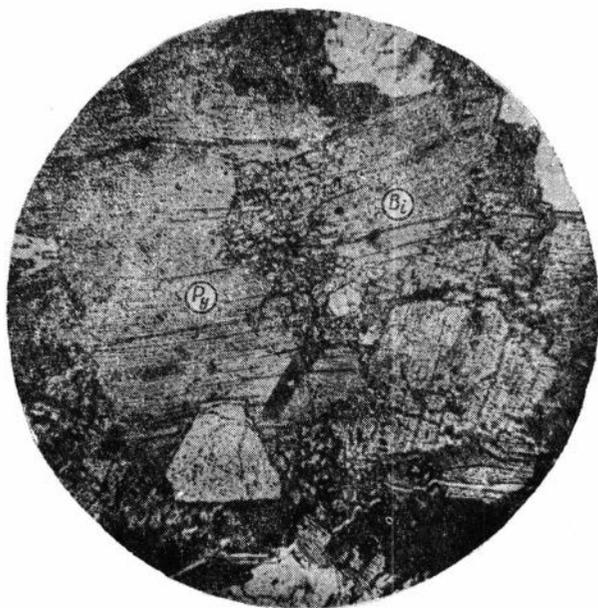


Рис. 10. Эссексит. Образование роговиковых структур на границе зерен пироксена и биотита. $\times 20$ без анализатора.

его зерен пучки веерообразно расходящихся чешуек. Обычно сохраняются лишь тонкие ленточки минерала, расположенные между проникающими в него листочками биотита. Нередко среди листочков биотита встречаются скелетные кристаллы рудного минерала. На границе чешуек биотита с плагиоклазом и нефелином также проникают острые иглообразные зубчики биотита в лейкократовые минералы. Биотит в свою очередь оконтуривается и замещается зеленоватым амфиболом.

В лейкократовом ряду наблюдается интенсивное развитие нефелина по плагиоклазу в виде каплеобразных выделений и крупных неправильной формы пятен, обычно окруженных калиевым полевым шпатом. Последний интенсивно замещает плагиоклаз с образованием пятнистого пертита.

Наиболее ранними минералами эссекситов являются апатит и магнетит. Включения их наблюдаются во всех минералах, причем апатит образовался ранее магнетита, так как наблюдался разрыв зерна апатита и залечивание его магнетитом. Затем кристаллизация шла в таком порядке: оливин, авгит и почти одновременно с ним плагиоклаз. Они обычно прорастают друг друга. Вслед за ними кристаллизовался баркевикит, корродирующий как пироксен, так и плагиоклаз и содержащий в центральной части зерен включения того и другого минерала.

Значительно позже баркевикита образовался нефелин, выполняющий угловатые промежутки между плагиоклазами и пироксеном и развивающийся по плагиоклазу. О позднем времени образования нефелина можно судить по неоднократно отмечаемой коррозии баркевикита нефелином. Явно позже нефелина и амфибола кристаллизуется биотит и начинается развитие калиевого полевого шпата, замещающего плагиоклаз и разбедаяющего все минералы, в том числе нефелин и биотит. Иногда в небольшом количестве одновременно с калиевым полевым шпатом развивается поздний зеленый амфибол, оконтуривающий биотит. В гидротермальную стадию появляется пренит, выполняющий трещинки и образующий скопления лучистых агрегатов в отдельных участках породы, а также цеолиты. Мелкочешуйчатый агрегат цеолитов интенсивно, но не повсеместно, участками, замещает нефелин.

Нефелиновые диорито-сиениты

К северу и северо-востоку эссекситы сменяются нефелиновыми диорито-сиенитами, образующими на склонах скалистые отвесные уступы.

Породы по внешнему облику напоминают эссекситы, но отличаются от них несколько меньшим размером зерна, плотным однородным обликом и большой свежестью. На светло-сером фоне лейкократовых минералов равномерно распределены скопления цветных округлой формы. Содержание цветных минералов в этих породах достигает 30—50%. При общем сходстве с эссекситами по минеральной ассоциации, признакам гибридности и структуре нефелиновые диорито-сиениты отличаются от эссекситов иными количественными соотношениями между минералами и более сложной структурой. Распределение отдельных минералов в различных участках нефелиновых диорито-сиенитов неравномерное. Ниже приводятся колебания в содержании порообразующих и аксессуарных минералов:

плагиоклаз	от 21	до 65%
калиевый полевой шпат	10	50
авгит	8	18
амфибол	14	22
биотит	5	6
альбит	3	6
апатит	0,2	2
магнетит	1,0	2
сфен	0,3	1%

Плагиоклаз так же, как и в эссекситах, является главным порообразующим минералом, но в этих породах он имеет более неоднородное, пятнистое строение. Очень редко среди пород этой группы встречаются таблитчатые кристаллы плагиоклаза с расплывчатыми размазанными контурами, извилистыми очертаниями и затеками смежных зерен друг в друга, с нечетким двойниковым строением и слабо проявленной зональностью. В большинстве случаев плагиоклаз представлен ксеноморфными зернами с извилистыми лапчатыми очертаниями. Контуров отдельных зерен в сплошном плагиоклазовом поле различаются лишь по различной оптической ориентировке. Состав плагиоклаза в центральной части зональных зерен № 37, по периферии — № 26. Наиболее часто встречаются двойники по альбит-карлсбадскому и периклиновому законам, но были отмечены манебахские двойники.

Для этой группы пород характерно еще более интенсивное замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Замещение обычно



Рис. 11. Нефелинсодержащие диорито-сиениты. Пертиты типа микрографических прорастаний. $\times 50$ с анализатором.

начинается с краев зерна, затем крупными пятнами и полосами развивается и по центральной части зерен. Наконец, оно идет настолько интенсивно, что от плагиоклаза остаются небольшие участки среди основной массы калиевого полевого шпата. Наблюдаются постепенные переходы от развития тонковолокнистого антипертита до появления пятнистого пертита. Весь калиевый полевой шпат породы, часто значительно преобладающий над плагиоклазом, а иногда нацело вытесняющий его, представлен пятнистым пертитом замещения. Отмечаемая иногда длиннотаблитчатая форма пертитовых образований возникает вследствие развития их за счет плагиоклаза. Помимо пятнистого и тонковолокнистого пертита неоднократно отмечались в небольших количествах мирмекитоподобные пертиты и пертиты, имеющие вид микрографических прорастаний калиевого полевого шпата и плагиоклаза (рис. 11). Нередко картина усложняется альбитизацией пертита и антипертита. Альбит развивается в виде тонких мелких лейст, имеющих четкое тонкое двойниковое строение и нарастающих от краев зерна к центру, обычно параллельно таблитчатым ограничениям плагиоклаза.

Нефелин в породах этой группы распределен крайне неравномерно; в одних участках породы наблюдаются лишь единичные мелкие зерна этого минерала, в других — количество таких зерен больше. В отличие от эссекситов нефелин встречается здесь чаще в виде мелких каплевидных, шнуровидных, скелетных образований, развитых по плагиоклазу. Значительно реже нефелин выполняет промежутки между ранее выделившимися минералами. Пятна и каплевидной формы образования нефелина нередко покрывают все плагиоклазы, переходя с одного зерна на другое и пересекая двойники плагиоклазов. Нефелин в этих породах в большинстве случаев нацело замещен тонкочешуйчатым агрегатом либнерита и натролита.

Пироксен обычно представлен двумя разновидностями, среди которых существенно преобладает авгит, образующий длинностолбчатые кристаллы до 5 мм в длину. Он обладает слабым розоватым оттен-

ком и тонкой штриховкой, наблюдаемой в отдельных* участках зерен. Края его зерен часто разъедены, кое-где вдоль зерен авгита проходят узкие каемки зеленого амфибола, чаще же пироксен окружен биотитом, который извилистыми контурами вдаётся вглубь его зерен. На границе с биотитом обычно наблюдаются скопления мелких изометричных зерен зеленоватого диопсида с небольшим количеством чешуек биотита и зернышками сфена, имеющие вид роговика. В глубь кристаллов авгита размер зернышек диопсида уменьшается, а затем они постепенно исчезают, сменяясь симплектитовыми вростками биотита, имеющими линейную ориентировку. Оптические свойства авгита: $c : Ng = 44^\circ$, $2V = 60^\circ$, $Ng = 1,714 \pm 0,002$, $Nm = 1,693 \pm 0,001$, $Np = 1,688 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,027$. Оптические свойства диопсида: $c : Ng = 38^\circ$, $2V = 60^\circ$, $Ng = 1,718 \pm 0,002$, $Nm = 1,690 \pm 0,001$, $Np = 1,686 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,032$.

Амфибол встречается в небольшом количестве, обычно в ассоциации с пироксеном, который он окружает. Реже наблюдается в виде самостоятельных зерен. Амфибол характеризуется зеленовато-бурым цветом и резким плеохроизмом в зеленых тонах: Ng — интенсивный зелено-бурый, Nm — зелено-бурый, Np — желтовато-зеленый светлый, $c : Ng = 14^\circ$, $2V = -72^\circ$.

По оптическим свойствам амфибол соответствует составу, промежуточному между баркевикитом и арфведсонитом. Помимо этого амфибола, в породе присутствует, так же как и в эссекситах, ярко-зеленый амфибол с синеватым оттенком. Он развит, главным образом, в виде каемок вокруг бурого амфибола и биотита.

Оптические свойства синевато-зеленого амфибола: $c : Ng = 24^\circ$, $2V = -42^\circ$, $Ng = 1,632 \pm 0,001$, $Np = 1,621 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,011$. Плеохроизм амфибола резкий: Ng — интенсивный сине-зеленый, Nm — зеленый, Np — светлый желтовато-зеленый.

Плоскость оптических осей [010], удлинение положительное. По оптическим свойствам амфибол близок к гастингситу.

Биотит. В отличие от эссекситов для нефелинсодержащих диорито-сиенитов типичен не красно-коричневый, а грязно-зеленый биотит. Плеохроизм резкий: Ng — грязно-зеленый, Np — светло-желтый, $Ng = 1,662 \pm 0,001$, $Np = 1,594 \pm 0,001$, $Ng - Np = 0,068$. Изредка встречаются переходные разности с плеохроизмом от зеленовато-оливкового по Ng до бледно-оранжевого по Np , причем первая разность обычно обрастает рудный минерал, вторая встречается в виде самостоятельных образований, выполняющих промежутки между плагиоклазами. В местах соприкосновения биотита с плагиоклазом между ними обычно появляется узкая каемка калиевого полевого шпата, развитого по плагиоклазу.

Широкие чешуйки биотита местами деформированы, изогнуты, имеют волнистое угасание. Иногда эта деформация сопровождается развитием по спайности мелкозернистого агрегата эпидота, образующего линзовидные скопления.

В качестве постоянных примесей в породе присутствуют в большом количестве крупные зерна апатита, магнетита и сфена, обычно находящиеся в ассоциации с темноцветными минералами и друг с другом. Магнетит постоянно бывает окружен узкой каемкой мелкозернистого сфена, который в свою очередь оконтуривается венчиком биотита.

В отдельных участках породы в большом количестве встречены поствагматические минералы: натролит и пренит.

Пренит развит в промежутках между минералами в виде радиально-лучистых, метельчатых образований. Он встречается в виде

более крупных шестоватых кристаллов, собранных в розетковидные скопления. Между пренитом и плагиоклазом в местах их соприкосновения проходит полоса калиевого полевого шпата. Пренит бесцветный, оптически положительный. Удлинение его отрицательное, угасание прямое. $Ng' - Np' = 0,026$.

Натролит образует веерообразные скопления и псевдоморфозы по нефелину. Натролит бесцветен, обладает прямым угасанием и положительным удлинением. $Ng' - Np' = 0,010$.

Для пород характерно кучное распределение цветных минералов и широкое развитие реакционных взаимоотношений между ними. Постоянно наблюдаются своеобразные роговиковые структуры вдоль границ кристаллов пироксена и биотита. Развитие нефелина и калиевого полевого шпата по плагиоклазу, вплоть до образования антипертита и пятнистого пертита, в этих породах более интенсивно, чем в эссекситах. Наложившаяся затем альбитизация еще более усложняет структуру породы.

Породы формировались в следующем порядке: наиболее ранними минералами являются магнетит и апатит, встречающиеся в виде включений во всех минералах. Из числа породообразующих минералов первым кристаллизовался пироксен, вслед за которым выделился плагиоклаз, разъедающий с краев зерна авгита. Затем в очень небольшом количестве образуется зеленовато-бурый амфибол, замещающий авгит и плагиоклаз. Несколько позднее кристаллизуется нефелин, выполняющий промежутки между минералами и заменяющий плагиоклаз. Вслед за нефелином выделяется биотит, проникающий с краев зерен во все минералы, в том числе и в нефелин, и почти одновременно с ним или несколько ранее — сфен, окаймляющий магнетит.

В более позднюю стадию происходит интенсивное развитие калиевого полевого шпата, замещающего биотит и нефелин и выполняющего промежутки между минералами. Почти одновременно с калиевым полевым шпатом выделяется небольшое количество сине-зеленого амфибола, окаймляющего биотит. Изменение щелочного режима привело к незначительной альбитизации пород. В постагматическую стадию порода претерпела слабые изменения, связанные с цеолитизацией нефелина, развитием по трещинкам пренита, по биотиту эпидота и хлорита.

Альбитизированные нефелиновые диорито-сиениты. Среди нефелиновых диорито-сиенитов небольшими участками выделяются интенсивно альбитизированные их разности, макроскопически ничем не отличающиеся от первых. Характер цветных минералов в них тот же самый, с теми же ассоциациями, но в альбитизированных породах гораздо больше амфиболов как зеленовато-бурых, так и синеvато-зеленых. Более ярко выражены в этих породах реакционные структуры в ряду цветных минералов; пироксен авгитового характера здесь обычно оконтурен узкой полоской эгирин-авгита, переходящей в сине-зеленый гастингсит, содержащий небольшие участки сохранившегося авгита, окруженного реакционной каймой эгирин-авгита. Гастингсит в свою очередь сменяется изумрудно-зеленой слюдой с очень высоким дву-преломлением.

Оптические свойства гастингсита: $c : Ng = 24^\circ$, $2V = -42^\circ$. Характерна сильная дисперсия оптических осей $r > V$ и оптических биссектрис $c : Ng_{кр} < c : Ng_{ф}$, $Ng' - Np' = 0,09$.

Особенностью этих пород является интенсивное преобразование лейкократовых минералов в результате замещения плагиоклазов калиевым полевым шпатом и альбитом. Эти процессы были отмечены и

для описанной выше группы пород, но здесь они проявляются значительно интенсивнее. Вся лейкократовая часть породы представлена в основном пятнистым пертитом замещения. От плагиоклаза сохраняются лишь небольшие пятна в отдельных участках породы. В свою очередь по пертиту развивается шахматный альбит. Иногда последний замещает почти нацело зерна пертита, оставляя от него лишь небольшие кусочки в центральной части зерен.



Рис. 12. Альбитизированные нефелинсодержащие диорито-сиениты. Участки с гранобластовой структурой: белое — альбит, серое — калиевый полевой шпат. $\times 20$ с анализатором.

Очень часто наблюдаются микрографические и мирмекитоподобные прорастания калиевого полевого шпата и альбита. Дальнейшее преобразование породы приводит к перекристаллизации и образованию в отдельных участках, в промежутках между сохранившимися крупными зернами мелкозернистого агрегата изометрических зерен калиевого полевого шпата и альбита (рис. 12), что обуславливает возникновение порфиробластовой структуры породы с гранобластовой структурой в отдельных ее участках. Мелкозернистый агрегат этих минералов разъедает все минералы породы, особенно интенсивно — амфибол, биотит и нефелин, разобщая их зерна на отдельные разорванные участки и проникая в центральные части зерен, от которых сохраняются лишь узкие зоны краевых частей.

В породе очень много апатита в виде короткостолбчатых кристалликов, окруженных плеохроичными двориками, когда они включены в биотите. Промежутки между минералами выполнены метельчатыми образованиями натролита.

Гнейсовидные нефелиновые диорито-сиениты. В западной части поля нефелиновых диорито-сиенитов развиты их гнейсовидные разновидности. Среди них выделяются, с одной стороны, породы с таким же соотно-

шением минералов, как в массивных нефелиновых диорито-сиенитах, с другой стороны — породы, резко обогащенные цветными минералами или, наоборот, почти лишенные их. Вещественный состав пород такой же, как и в массивных разностях, изменяются лишь соотношения между отдельными компонентами и формы их развития.

В значительно большем количестве в этих породах содержатся мелкие резко ксеноморфные зерна нефелина, густо усеивающие всю лейкократовую часть породы. В большинстве случаев нефелин интенсивно замещен тонкочешуйчатым агрегатом цеолитов. Характерно также интенсивное обогащение пород мелкими чешуйками грязно-зеленого биотита, группирующегося в широкие полосы, огибающие крупные зерна пироксена или образующие выдержанные на значительном протяжении прослои. К таким полосам приурочены скопления мелких зерен сфена, также концентрирующегося в линзы и прослои. Содержание его в отдельных участках очень велико. Значительно больше в этих породах магнетита и апатита. Наконец, если в массивных породах совершенно не был отмечен циркон, то в гнейсовидных он встречался довольно часто. Зерна, как правило, имели зональное строение с секториальным распределением интерференционной окраски в центральной зоне. Размер зерен 0,1—0,3 мм.

Породы этой группы отличаются большим разнообразием по содержанию основных породообразующих минералов и по структурным и текстурным признакам. Среди них встречаются как крупнозернистые, так и мелкозернистые разности. Мелкозернистые породы обычно интенсивно перекристаллизованы, характеризуются тонкополосчатым распределением породообразующих минералов и ориентированным расположением минералов внутри полос. Для крупнозернистых пород типичны линзообразные обособления цветных минералов; четко выраженная полосчатость наблюдается редко. Хуже выражена в этих породах ориентировка минералов. Присутствие крупных зерен пироксена, обтекаемых со всех сторон мелкозернистыми агрегатами амфибола и биотита, придает породам порфирированный облик и обуславливает возникновение очковой текстуры. Такая же картина наблюдается и в ряду лейкократовых минералов: крупные зерна плагиоклаза или нефелина окружены мелкими зернами альбита и калиевого полевого шпата. Выделяющиеся среди мелкой перекристаллизованной массы крупные зерна авгита и плагиоклаза катаклазированы, отличаются волнистым угасанием и слабым изгибанием двойниковых полосок у плагиоклаза. Зерна авгита покрыты тонкой штриховкой.

Все породы, особенно мелкозернистые, интенсивно альбитизированы и биотизированы.

Структура пород гранолепидобластовая, текстура полосчатая, очковая.

Порфирированные нефелиновые диорито-сиениты

Вдоль восточного контакта северного тела проходит узкая сложная очертаний полоса порфирированных альбитизированных нефелиновых диорито-сиенитов. Длина их выходов 320 м при максимальной ширине 15—20 м.

Несмотря на то, что порфирированные нефелиновые диорито-сиениты приурочены к контакту с известняками, непосредственного соприкосновения их нигде не наблюдалось. Обычно они отделены от известняков либо жилами меланократовых нефелиновых сиенитов и красных

сиенит-аплитов, либо дайками порфиринов. На западе они граничат со среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. Граница имеет неровные, с заливами контуры. Часто порфириновидные нефелиновые диорито-сиениты и нефелиновые сиениты перемежаются друг с другом. Нередко наблюдаются мелкие ксенолиты и тонкие полоски нефелиновых сиенитов среди порфириновидных нефелиновых диорит-сиенитов и наоборот. Переходы между ними то постепенные, то резкие.

Порфириновидные нефелиновые диорито-сиениты представляют собой темно-серые порфириновидные породы, содержащие большое количество светлых крупных длиннотаблитчатых выделений плагиоклаза, расположенных среди серой мелкозернистой основной массы. В небольшом количестве в породах встречаются более мелкие порфириновидные выделения цветных минералов и нефелина.

Основная масса породы мелкозернистая, состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, амфибола, биотита и нефелина. В большом количестве в породе присутствуют сфен, апатит и магнетит. Породы интенсивно альбитизированы.

Плагиоклаз вкрапленников образует длинные широкие таблички размером $1 \times 0,3$ см с размазанными, расплывчатыми двойниковыми полосками. Угол угасания в симметричной зоне равен $+4^\circ$, показатель преломления больше канадского бальзама, что соответствует олигоклазу № 23. Наблюдается нечеткое зональное строение кристаллов. В центральной их части содержится множество мелких включений биогита и роговой обманки с четкой линейной ориентировкой, секущих вкрапленники под острым углом к длинной стороне зерен.

Плагиоклаз основной массы представлен очень чистыми прозрачными мелкими таблитчатыми кристаллами альбита № 5 (угол угасания в симметричной зоне равен -15°).

Пироксен встречается довольно редко, обычно в виде вкрапленников удлиненно-призматической формы. Бесцветен, $c : Ng = +44^\circ$. Наблюдается дисперсия осей $r > V$. По составу он отвечает авгиту.

Амфибол развит как в виде вкрапленников, так и в виде мелких зерен в основной массе пород. Зерна имеют неправильную часто изометричную форму, обладают интенсивной окраской с резким плеохроизмом от черно-зеленого по Ng , зеленого по Nm до светло-желтого по Np . $Ng - Np$ не превышает 0,015, $c : Ng = 19^\circ$. Удлинение положительное. Изредка встречаются простые двойники. Состав амфибола близок к баркевиту.

Нефелин встречается как в виде причудливой формы зерен, развитых по центральной части кристаллов плагиоклаза, так и в виде резко ксеноморфных зерен различной величины среди основной массы породы. Нередко несколько таких мелких зерен, имеющих причудливые извилистые очертания, сохраняют единую оптическую ориентировку, вследствие чего создается впечатление, что одно крупное зерно нефелина разобщено на отдельные участки мелкозернистыми агрегатами альбита. Так же, как и в описанных выше породах массива, здесь встречается два типа нефелина: 1) образующий ксеноморфные самостоятельные зерна и 2) развитый по плагиоклазу и секущий его двойниковое строение.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде двух генераций: 1) крупные, до 2,5 мм в длину, неправильной формы таблитчатые образования с нечеткими расплывчатыми очертаниями и 2) мелкие ксеноморфные зерна основной массы. Зерна первой генерации имеют неодновременное волнистое, пятнистое угасание. В небольшом количестве в них наблюдаются тонковолокнистые пертитовые вроски.

Биотит встречается в большом количестве в основной массе пород. Он образует мелкие чешуйки с неровными извилистыми краями, окрашен в зеленовато-коричневый цвет и плеохроирует до светло-желтых тонов.

Сфен содержится в большом количестве в виде крупных конвертовидных зерен. Из-за интенсивного прорастания центральной части его зерен калиевым полевым шпатом он имеет ячеистое строение. Нередко в виде более мелких ксеноморфных зерен сфен встречается в ассоциации с цветными минералами и с магнетитом.

Апатит присутствует в двух генерациях: 1) крупные призматические зерна с шестигранными поперечными разрезами, находящиеся в ассоциации с цветными минералами и магнетитом и 2) тонкие длинные иголки среди перекристаллизованной основной массы пород.

Породы обнаруживают явные признаки перекристаллизации. Основная масса их состоит из мелких изометричных зерен, среди которых преобладает альбит. Эта мелкозернистая масса корродирует крупные порфиновые вкрапленники. Последние в большинстве случаев катализированы, обладают волнистым угасанием, характеризуются развитием изогнутых двойниковых полосок плагиоклаза. Типично присутствие крупных участков, сложенных цветными минералами, обнаруживаемыми те же ассоциации и реакционные взаимоотношения, которые отмечены выше для нефелиновых диорито-сиенитов. Аналогичны также формы развития зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата, обладающих расплывчатыми очертаниями и неоднородным внутренним строением. Все эти крупные участки цементируются мелкозернистой альбитизированной массой, имеющей слабое ориентированное расположение зерен. Агрегаты этих зерен обтекают крупные зерна плагиоклаза и цветных минералов. Наблюдается интенсивное замещение ранее выделившихся минералов мелкозернистой альбитовой массой, сопровождаемой образованием ячеистых структур. Особенно интенсивно замещаются сфен и нефелин, от которых часто остаются отдельные разобщенные участки, имеющие причудливые очертания. Наблюдаются все стадии замещения альбитом нефелина, от проникновения с краев зерен отдельных кристалликов альбита до отторжения от крупного зерна нефелина отдельных его участков.

Структура пород blastoporphiroвая с гранобластовой структурой основной массы.

Нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты

В эту группу объединены близкие по составу и структуре щелочные породы, развитые в виде широкой полосы в центральной части массива и окрашенные в общем в серые тона. Среди пород этой группы выделяются относительно меланократовые и лейкократовые разновидности с цветным числом от 15 до 30%. Обычны мелкозернистые и среднезернистые породы. В центральной части северного участка вблизи контакта с известняками развиты среднезернистые порфиroidные породы с выделяющимися на общем среднезернистом фоне более крупными изометрическими скоплениями цветных минералов размером до 1,5 см в диаметре. Мало отличающиеся друг от друга макроскопически, имеющие один и тот же минералогический состав, породы различаются лишь по содержанию породообразующих минералов. В контакте с известняками нефелиновые сиениты имеют резко такситовое строение. В пределах небольших участков наряду с породами, отличающимися значитель-

ным содержанием нефелина, встречаются такие, которые содержат ничтожные его количества. Чрезвычайно неравномерно распределены и цветные минералы, среди которых пироксен, например, то является преобладающим, то исчезает совершенно; в последнем случае основным цветным минералом становится амфибол. Отличительной особенностью пород этой группы является их калиевый состав; лейкократовая часть в них представлена в основном пертитом (табл. 1).

Таблица 1

Количественно-минералогический состав пород

Название пород	Нефелиновые сиениты близ выходов нефелиновых диоритов-сиенитов, %	Нефелиновые сиениты из центральной части полосы, %	Нефелиновые сиениты близ контакта с известняками, %
пертит	48—60	52—70	35—65
плагиоклаз	0—8	0—3	0—8
альбит	2—8	4—12	1—20
пироксен	0—6	0—4	0—4
амфибол	3—16	7—15	3—20
биотит	3—8	2—6	1—4
сфен	0,5	0,2—0,6	0,2—0,5
магнетит	1	0,2—1,0	0,1—1,5
апатит	0,5—1,5	0,1—0,3	0,1—0,3

Микроклин-пертит является преобладающим компонентом породы. В большинстве случаев он представлен ксеноморфными образованиями, близкими к таблитчатому габитусу, но обладающими извилистыми очертаниями. Обычно наблюдается прораствание одних зерен другими. В такситовых нефелиновых сиенитах пертит образует длинно-таблитчатые и широко-таблитчатые зерна. Иногда вытянутые зерна имеют неясные очертания из-за массы мелких табличек альбита, вдаю-



Рис. 13. Нефелинсодержащие сиениты. Альбитизация пертита. $\times 20$ с анализатором.

щихся в него с краев зерен и усложняющих их очертания. Ксеноморфные зерна чаще всего представлены тонковолокнистым пертитом распада, в котором волокнистость вытянута по длине зерен. Длинно-таблитчатые зерна обычно образованы пятнистым пертитом замещения. Таблитчатая их форма обусловлена первоначальной формой зерен плагиоклаза. В отдельных участках пород наблюдаются последовательные стадии процесса замещения, начинающиеся от краев к центру зерна и постепенно захватывающие все более и более широкую полосу. Пятнистый пертит обычно интенсивно замещен шахматным альбитом. По тонковолокнистому пертиту шахматный альбит не развивается, но нередко с краев зерен в него в большом количестве вдаются небольшие тонкодвойникованные лейсты альбита (рис. 13). Реже эти лейсты наблюдаются и в центральной части зерен пертита; они пререзают его во всех направлениях. Помимо пятнистого и тонковолокнистого пертита, в отдельных участках пород на границе тонковолокнистого пертита и нефелина наблюдаются пертиты, имеющие вид микрографических прорастаний. Альбитовая часть в этих прорастаниях тонко полисинтетически sdвойникова. В некоторых случаях хорошо видна микроклиноватая решетка калиевого полевого шпата.

Нефелин. Содержание нефелина в породах рассматриваемой группы колеблется в широких пределах; различны и формы его образований. В среднезернистых, более лейкократовых и особенно в порфириовидных породах, развитых близ контакта с известняками, нефелин в большинстве случаев встречается в виде неправильной формы зерен размером в 0,3—1,2 мм в поперечнике, приспособляющихся к ограничениям других минералов, в основном к плагиоклазу. Реже встречаются идиоморфные таблитчатые зерна нефелина до 1,8 мм в длину (рис. 14). Нередко зерна нефелина содержат множество табличек альбита. При большом количестве таблитчатого альбита, врезающегося с краев зерен, изменяется конфигурация зерен нефелина, принимающих резко ксеноморфную форму. Иногда ряд разобщенных мелких зерен нефелина ксеноморфной формы имеют одну оптическую ориентировку и представляют остатки (или части) одного крупного зерна. В мелкозернистых породах нефелин встречается в виде мелких разорванных участков, ключевидных образований и каемок, приуроченных к ограничениям пертита, или в виде ксеноморфных зерен причудливой формы, расположенных в промежутках между пертитовыми сростками. Часто несколько таких образований имеют единую оптическую ориентировку, подтверждающую представление о том, что первоначально крупное зерно нефелина было разъедено пертитом и лишь небольшие обрывки его сохранились в краевых частях зерен (рис. 15). В такситовых нефелиновых сиенитах обычно образуются крупные идиоморфные кристаллы. Нефелин в большинстве случаев свеж, лишь местами по нему развиты тонкочешуйчатые агрегаты цеолитов, ориентированных параллельно длинной стороне зерен нефелина.

$$n_e = 1,537 \pm 0,001, n_o = 1,540 \pm 0,001.$$

Плагиоклаз встречен лишь в порфириовидных породах, в которых он образует идиоморфные таблитчатые кристаллы до 3 мм в длину. Наблюдается неясное зональное строение зерен. Двойниковое строение в них видно плохо: полоски тонкие, неясные, расплывчатые. Показатель преломления близок к показателю преломления бальзама. По составу плагиоклаз соответствует олигоклазу № 15. С краев зерен плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом. В среднезернистых

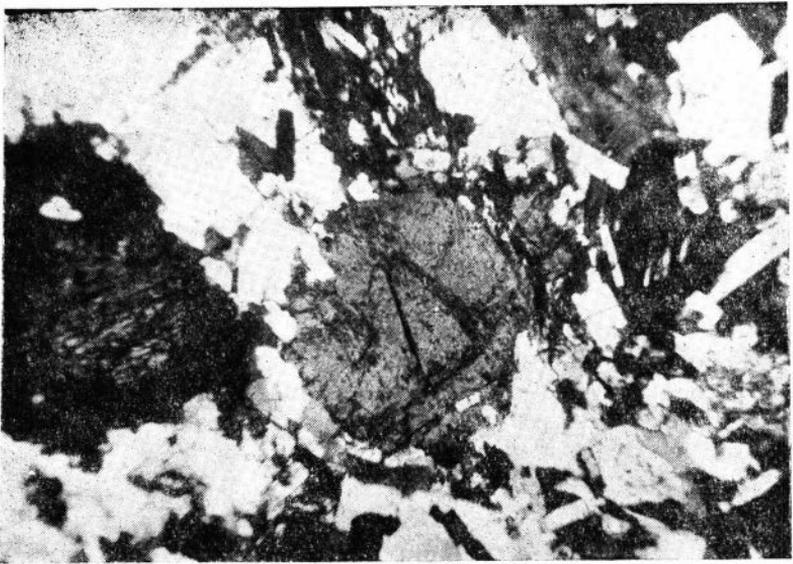


Рис. 14. Нефелинсодержащий сениит. Форма развития нефелина. Порода интенсивно альбитизирована. $\times 20$ с анализатором.

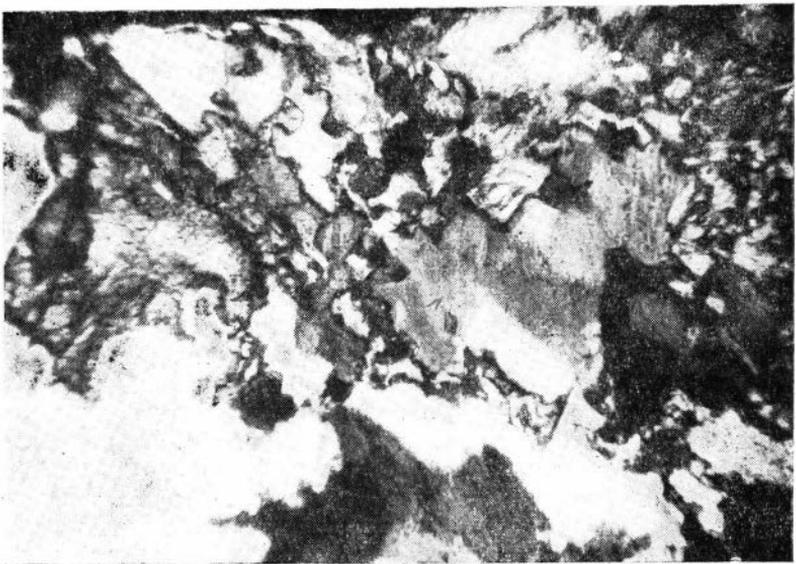


Рис. 15. Нефелиновый сениит. Коррозия полевым шпатом (светлое) нефелина. $\times 50$ с анализатором.

породах в большом количестве присутствует длиннотаблитчатый пятнистый пертит, возникающий, по-видимому, в результате полного замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

Альбит развит в виде мелких табличек размером в 0,1—0,4 мм в длину, обладающих четким тонким полисинтетическим двойникованием. Зерна его очень свежи, прекрасно оформлены, отвечают по со-

ставу альбиту № 5. В большинстве случаев они сдвойникованы по периклиновому закону.

Значительно реже альбит встречается в виде мелких изометрических зерен без двойникового строения. По калиевому полевому шпату развит шахматный альбит, обычно мутный, загрязненный точечными глинистыми частицами.

Пироксен развит главным образом в мелкозернистых и в такситовых разностях, в которых он преобладает над другими цветными минералами. В этих породах он образует мелкие длиннотаблитчатые кристаллы размером от 0,5 до 1 мм в длину. Обычно он всегда оконтурен узкой каемкой зеленого амфибола. Пироксен окрашен в бледно-зеленые тона и обладает очень слабым плеохроизмом: Ng — бледно-розовый, Np — зеленоватый, $c : Ng = 44^\circ$, $2V = +60^\circ$. По оптическим свойствам пироксен отвечает авгиту.

При более крупных размерах пироксен имеет неоднородное зональное строение: в центре зерен розовую окраску, к краям постепенно переходящую в зеленоватую. Характерна сильная дисперсия оптических осей: $r > V$. Изредка наблюдается двойниковое строение зерен. В среднезернистых лейкократовых нефелиновых сиенитах размер длинных табличек пироксена достигает 2,5 мм в длину. Иногда в этих породах сохраняются постоянно присутствующие в нефелиновых диорито-сиенитах скопления мелких изометричных зернышек зеленого пироксена, приуроченные к границе пироксена с биотитом. Кое-где эти зерна сосредоточены в центральной части крупных табличек зеленого гастингсита. Пироксен в этом случае имеет интенсивный ярко-зеленый цвет с резким плеохроизмом: Ng — желтовато-зеленый, Np — ярко-зеленый, удлинение его отрицательное, $2V = +86^\circ$, $c : Np = 28^\circ$; наблюдается сильная дисперсия оптических осей $r > V$. По классификации Винчелла, пироксен соответствует эгирин-авгиту, содержащему около 40% эгириновой составляющей.

Амфибол. Для большинства представителей этой группы характерно совместное присутствие двух амфиболов: баркевикита и гастингсита.

Баркевикит является главным цветным минералом. В отличие от порфиринов вышеописанных пород в рассматриваемой группе он образует крупные самостоятельные идиоморфные широко таблитчатые зерна. Размер кристаллов достигает 2 мм в длину, а в порфириновых породах крупные выделения баркевикита достигают 1—1,5 см в длину. Контуры зерен нередко разрезаны калиевым полевым шпатом; в центральных частях зерен обычно наблюдается множество табличек альбита и калиевого полевого шпата, вследствие чего его зерна приобретают ячеистое строение. Иногда крупные зерна разобщены скоплениями табличек альбита на отдельные участки. Характерно зональное строение баркевикита. В центральных частях зерен он окрашен в интенсивные коричневые, зеленовато-коричневые или красно-коричневые, по краям зерен — в зеленые тона. Плеохроизм резкий: Ng — коричневый, зеленовато-коричневый, красно-коричневый, Nm — густой коричневый, Np — зеленовато-желтый, $c : Ng = 22^\circ$, $Ng - Np = 0,020$, $2V = -54^\circ$. Удлинение положительное. Плоскость оптических осей [010].

Гастингсит встречается в виде ярко-зеленых с синеватым оттенком зерен, окаймляющих чаще всего биотит и баркевикит, но нередко и непосредственно пироксен. Кроме того, гастингсит разъедает баркевикит, проникает в глубь зерен последнего по спайности (рис. 16) и округляет скопления изометрических зерен эгирин-авгита. В последнем случае он

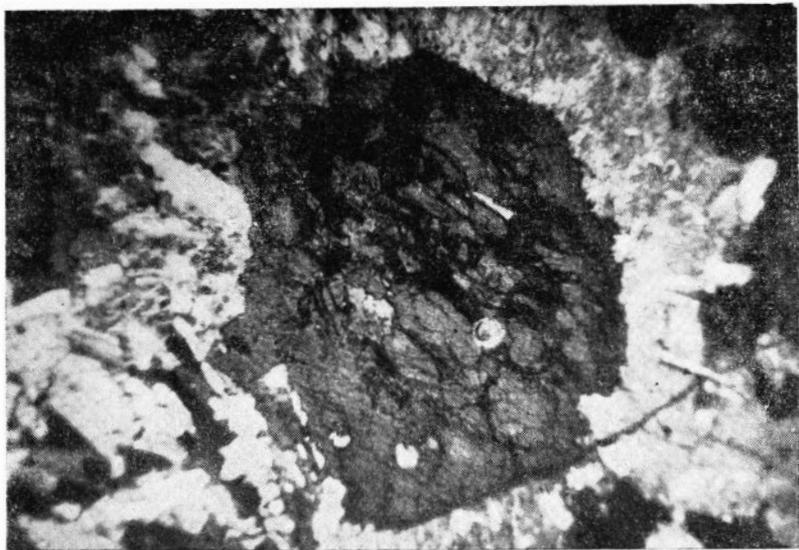


Рис. 16. Нефелиновый сиенит. Развитие гастингсита (темное) по баркевикиту (серое). $\times 20$ с анализатором.

образует таблитчатые зерна размером $0,5$ мм в длину. Для гастингсита характерен резкий плеохроизм с распределением окрасок по Ng — си-невато-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — светло-зеленый. Двупреломление его низкое, маскируется собственной окраской минерала, $c : Ng = 27^\circ$, $2V = -56^\circ$, $Ng' - Np' = 0,009$.

Биотит присутствует в породах в очень небольшом количестве в виде мелких чешуек размером $0,3-0,4$ мм в длину, находящихся в ассоциации с роговой обманкой и пироксеном. Более крупный размер чешуек биотита наблюдается в порфировидных породах, но в них края чешуек разъедены калиевым полевым шпатом, нередко проникающим и в центральные участки биотита. Чешуйки последнего приобретают причудливые очертания. Нередко в замещенных участках развивается сфен. Иногда биотит образует войлокоподобные скопления длинных пластинок, имеющих беспорядочную ориентировку. В виде таких скоплений он встречается среди лейкократовых минералов. Цвет биотита зелено-коричневый, грязно-зеленый или черно-коричневый по Ng , светло-желтый — по Np .

Сфен постоянно преобладает среди аксессуарных минералов. Так же, как в эссекситах и нефелиновых диорито-сиенитах, он образует узкие оторочки вокруг магнетита. Особенно часто сфен встречается в виде самостоятельных зерен неправильной формы, размеры которых достигают $0,6 \times 0,2$ мм. Сфен обычно бесцветен, трещиноват, изредка обладает хорошей спайностью в двух направлениях под углом 47° , $c : Ng = 47^\circ$ оптически положительных. С краев, а иногда и в центральной части зерен сфен интенсивно разъедается таблитчатым альбитом, отчего приобретает причудливые контуры и ячеистое строение. В отдельных случаях встречается сфен слабо-буроватого оттенка, образующий скопления мелких ксеноморфных зерен.

Магнетит развит главным образом среди мелкозернистых нефелиновых сиенитов в виде мелких неправильной формы округлых зерен, равномерно распределенных по всей массе породы. Размер зерен не превышает $0,1-0,2$ мм в диаметре. Магнетит обычно окружен узкой

оторочкой мелкозернистого агрегата сфена, а затем биотитом, иногда непосредственно биотитом. Часто рудный минерал окружен довольно широкой каемкой лейкоксена. Иногда он сохраняется лишь в виде мелких вкраплений среди скоплений лейкоксена.

Апатит присутствует в виде единичных очень мелких игольчатых кристаллов, в основном среди порфириовидных пород. Циркон наблюдается в восточной части массива. Он образует столбчатые кристаллики с бипирамидальными ограничениями, бесцветен, имеет неоднородное зональное строение. Центральная часть кристаллов нередко мутная, находится в метамиктном состоянии.

Флюорит встречается в единичных образцах порфириовидных пород. Он выполняет прожилки мощностью 4,5 мм и промежутки между зернами полевого шпата. Под микроскопом флюорит имеет слабый розоватый оттенок, разбит множеством трещин. Хорошо наблюдается спайность по октаэдру.

Вторичные минералы. Породы имеют довольно свежий облик; по нефелину в незначительной степени развиты цеолиты, калиевый полевой шпат изредка покрыт пелитовой пылью, титаномагнетит часто замещен лейкоксеном. В промежутках между минералами развит пренит, проникающий по трещинкам в нефелин и образующий неправильной формы кристаллы и лучистые агрегаты. Он бесцветен, оптически положительный, имеет отрицательное удлинение, $Ng' - Np' = 0,020$.

Цеолиты. По нефелину развиты тонкочешуйчатые и метельчатые агрегаты слабо-буроватого цвета, с двупреломлением в оранжевых тонах первого порядка, положительным удлинением. Определены как натролит. Кроме того, в промежутках между породообразующими минералами часто встречаются причудливой формы агрегаты лучистых, розетковидных, иногда изометричных бесцветных зерен с показателем преломления ниже бальзама, белой интерференционной окраской первого порядка, с прямым угасанием и отрицательным удлинением. По оптическим свойствам он ближе всего подходит к стильбиту.

Лейкоксен. Вокруг зерен титаномагнетита очень часто наблюдаются оторочки бесцветного, белого в отраженном свете, мелкозернистого агрегата лейкоксена. Иногда последний почти нацело замещает рудный минерал, который сохраняется лишь в самой центральной части скоплений лейкоксена.

Структурные и текстурные особенности. Среди нефелинсодержащих и нефелиновых сиенитов встречаются мелкозернистые, среднезернистые и порфириовидные породы, выделяются лейкократовые и мизолитовые разности. В контакте с известняками породы имеют резко такситовое строение. Каждой из этих разновидностей свойственны определенные типичные особенности. Так, порфириовидные породы отличаются выделением на общем среднезернистом фоне более крупных изометричных зерен или скоплений зерен размером в 1—1,5 см в диаметре, представленных роговой обманкой и другими цветными минералами, реже табличками плагиоклаза. Для среднезернистых и порфириовидных пород характерен ряд признаков, свойственных эссекситам и нефелиновым диорито-сиенитам. Цветные минералы в них очень часто находятся в тесных ассоциациях: пироксен окружен амфиболом и биотитом, а они в свою очередь оконтурены сине-зеленым гаслингситом. К этим скоплениям приурочен магнетит, отороченный сфеном, и апатит. Наблюдаются те же самые реакционные взаимоотношения между цветными минералами, что и в описанных выше породах. Наряду с этим в среднезернистых порфириовидных и такситовых породах появляются новые характерные для них признаки.

Одним из таких признаков является идиоморфизм баркевикита, образующего крупные таблитчатые кристаллы, часто корродированные пертитом и альбитом. Интенсивная альбитизация породы обуславливает ячеистое строение баркевикита, связанное с появлением в его кристаллах многочисленных участков, сложенных альбитом. Для более лейкократовых пород типичен идиоморфизм пертита по отношению к баркевикиту; чаще всего, однако, ксеноморфные зерна пертита, близкие к таблитчатому габитусу, прорастают друг друга и вызывают появление в очертаниях зерен причудливых извилистых границ. Сохранившийся в отдельных участках плагиоклаз всюду имеет идиоморфные таблитчатые формы.

Для рассматриваемой группы пород характерно присутствие больших количеств крупных зерен нефелина, обычно имеющих идиоморфные таблитчатые очертания. Из-за интенсивной коррозии пертитом нефелин в среднезернистых породах чаще всего приобретает причудливые формы, сопровождаемые глубокими затеками и заливами. Нередко отдельные части крупных зерен бывают разобщены. Интенсивная альбитизация усложняет структуры пород и затушевывает взаимоотношения между слагающими их компонентами. Альбит в виде мелких таблитчатых зерен врывается во все породообразующие минералы, переполняет их центральные части, что способствует образованию ячеистых структур, особенно часто наблюдающихся у амфибола и биотита. Нередко альбит разобщает крупные зерна других минералов, от которых в таком случае иногда остаются лишь каемки, имеющие одинаковую оптическую ориентировку.

Местами нефелин и амфибол встречаются только в виде таких ключевидных форм. Агрегаты мелких зерен альбита нередко выполняют промежутки между пертитом, нефелином и амфиболом и окаймляют их, врзаясь в то же время в них с краев. Обилие табличек альбита часто усложняет очертания некоторых минералов.

В мелкозернистых породах бросается в глаза идиоморфизм мелких таблитчатых кристаллов пироксена, постоянно оконтуренных узкой каемкой амфибола. Наблюдаются те же разорванные и разобщенные участки зерен нефелина и биотита. Нефелин в этих породах встречается только в виде обрывков зерен. Пертит имеет ксеноморфные очертания.

Для такситовых нефелиновых сиенитов характерен одинаковый идиоморфизм нефелина и амфибола. Нефелин образует идиоморфные таблитчатые зерна, амфибол — длиннотаблитчатые кристаллы.

Такситовые нефелиновые сиениты характеризуются крайне неоднородным составом и строением с быстрой сменой меланократовых и лейкократовых участков и участков с различным размером зерна.

Среди них выделяются:

1) лейкократовые среднезернистые участки, состоящие из идиоморфных кристаллов нефелина, табличек пертита и очень небольшого количества баркевикита; структура пород гипидиоморфнозернистая, характеризуется равной степенью идиоморфизма нефелина и амфибола и относительно ксеноморфным пертитом;

2) среднезернистые мезолитовые породы с большим содержанием игольчатого амфибола, характеризующиеся равной степенью идиоморфизма амфибола и нефелина; амфибол образует небольшие длиннотаблитчатые игольчатые кристаллы, нефелин — хорошо ограненные зерна; пертит встречается в виде таблитчатых кристаллов, корродирующих амфибол и нефелин; породы обычно альбитизированы;

3) крупнозернистые мезолитовые породы с крупнотаблитчатыми зернами темноцветных минералов, сохраняющие некоторые черты, свойственные описанным выше разностям; для них также характерен идиоморфизм нефелина и амфибола, но помимо этого кое-где в ряду цветных минералов сохраняются реакционные взаимоотношения; пертит в этих породах ксеноморфный, приспособляющийся к ограничениям нефелина и амфибола, встречающийся участками в этих породах плагиоклаз имеет четкие идиоморфные таблитчатые формы и корродируется амфиболом; интенсивная альбитизация пород значительно усложняет структуру пород;

4) особо выделяются такситовые нефелиновые сиениты, встреченные в северном контакте с известняками; для этих пород характерно очень высокое содержание нефелина, образующего крупные зерна с многочисленными пойкилитовыми включениями длиннотаблитчатых кристаллов пироксена с каймой амфибола, крупные зерна последнего имеют идиоморфные очертания; таблитчатые кристаллы пертита и альбита прорезают все кристаллы нефелина и амфибола, структура пород пойкилитовая.

По структурным особенностям пород можно судить, что их формирование было сложным. В магматическую стадию кристаллизации выделились редкие тонкие игольчатые кристаллики апатита, встречающиеся в виде включений во всех минералах. Затем образовался пироксен, представленный идиоморфными таблитчатыми зернами, всегда окруженными каймой зелено-бурого или коричневого амфибола. Судя по тому, что кое-где сохранились идиоморфные таблитчатые кристаллы зонального плагиоклаза, корродированные амфиболом, плагиоклаз выделялся вслед за пироксеном.

Взаимоотношения нефелина с амфиболом неясны, но судя по тому, что нередко наблюдалась равная степень идиоморфизма того и другого минерала, можно предположить, что они образовались почти одновременно. Вслед за нефелином и амфиболом выделяется биотит, то образующий реакционные каймы вокруг амфибола, то встречающийся в виде крупных самостоятельных зерен, корродирующих плагиоклаз и нефелин.

Рудный минерал, окруженный мелкозернистым агрегатом сфена, а затем биотитом и приуроченный в основном к биотиту, образовался, по видимому, почти одновременно с последним. В то же время большое количество крупных зерен сфена появилось, вероятно, значительно раньше, так как наблюдались случаи разъедания и разрезания амфиболом зерен сфена.

Из остаточного расплава, богатого щелочами, выкристаллизовывался основной пороодообразующий минерал — тонковолокнистый пертит, интенсивно замещающий амфибол, биотит и нефелин и разобщающий зерна этих минералов на отдельные небольшие части, имеющие одинаковую оптическую ориентировку. Наиболее интенсивному замещению подвергся нефелин. Часто пертит замещает всю центральную часть его зерен, оставляя лишь небольшие краевые каемки. Нередко в участках замещения биотита пертитом образуется агрегат мелких неправильной формы зерен сфена. Интенсивный щелочной метасоматоз вызвал замещение длиннотаблитчатого плагиоклаза калиевым полевым шпатом, образование идиоморфных табличек пятнистого пертита замещения и появление щелочного сине-зеленого амфибола, окаймляющего биотит и зелено-коричневый амфибол и проникающего в них по трещинам спайности. Вслед за этим порода подверглась интенсивной альбитизации.

В гидротермальную стадию в промежутках между зернами пертита в отдельных участках развития этих пород выделялись флюорит и пренит, нефелин замещался цеолитами, титаномagnetит — лейкоксеном.

Гнейсовидные нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты. В северной части массива нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты имеют гнейсовидный облик и отличаются полосчатым распределением цветных и лейкократовых минералов, а также линейной их ориентировкой. По вещественному составу гнейсовидные породы аналогичны описанным выше массивным. Отличие их состоит лишь в значительном обогащении цветными минералами, главным образом биотитом и гастингситом. В них, кроме того, больше нефелина; в виде единичных зерен постоянно присутствует циркон. Так же, как и в гнейсовидных нефелинсодержащих диорито-сиенитах, в этих породах очень много мелкозернистых агрегатов сфена и рудного минерала, концентрирующихся в линзы и полосы. Породы интенсивно альбитизированы. Большинство из них имеет среднезернистое строение.

Преобладают породы мезократового облика с равномерным чередованием полос, относительно обогащенных цветными минералами, и полос, обогащенных лейкократовыми минералами. Нередко полосчатость выражена очень слабо, но линейная ориентировка всех минералов очень четкая. В таких породах распределение цветных и лейкократовых минералов по всей массе породы равномерное. Часто встречаются меланократовые породы с содержанием цветных минералов до 75%, породы же с небольшим их содержанием встречаются относительно редко.

Для всех пород характерны длинные вытянутые формы слагающих их минералов. Главные породообразующие минералы — амфибол, калиевый полевой шпат и нефелин — в большинстве случаев выделяются по своим размерам среди мелкозернистых агрегатов альбита и биотита, благодаря чему породы имеют порфиробластовую структуру. Структура основной массы гранобластовая, гранолепидобластовая. Текстура пород гнейсовидная, полосчатая, нередко очковая.

Жильные породы

Среди жильных образований массива выделяются породы щелочного и нормального рядов. К жильным породам щелочного состава относятся: 1) мелкозернистые нефелинсодержащие сиениты, 2) меланократовые нефелиновые сиениты и 3) пегматоидные фойиты.

Нормальный ряд жильных пород представлен: 1) микросиенитами и 2) сиенит-аплитами.

Жильные породы щелочного состава. Среди жильных щелочных пород наиболее сложный состав и строение имеют мелкозернистые нефелинсодержащие сиениты. По составу они аналогичны породам описанной выше группы, отличаются лишь мелкозернистой структурой. Для них характерны гипидиоморфнозернистые структуры с развитием длинотаблитчатых идиоморфных мелких зерен амфибола и табличек тонковолокнистого микроклин-пертита. Нефелин в большинстве случаев выполняет промежутки между таблитчатым пертитом, отчего зерна его имеют угловатую форму и прямолинейные очертания. Значительно реже он встречается в виде крупных таблитчатых зерен. Содержание нефелина в породе колеблется. Жильные породы образуют ряд параллельных жил в центральной части массива, в основном среди эссекситов; мощность жил 3—10 м. Все они вытянуты преимущественно в северо-западном направлении, совпадающем с общим удлинением массива. Контакты



Рис. 17. Жила пегматоидного фойяита в нефелиновом сиените.

жильных пород с эссекситами резкие. В жилах неоднократно наблюдались неправильные ксенолиты эссекситов.

Пегматоидные фойяиты сосредоточены в основном в северо-западной части массива. Никакой закономерности в их расположении и распределении не наблюдается. Они образуют многочисленные прожилки и жилы (рис. 17) от нескольких миллиметров мощности до 2 м, имеют небольшую длину, редко образуют сравнительно крупные тела, наибольшее из которых достигает 25 м длины при ширине 2 м. Чаще всего они встречаются в виде гнезд и неправильной формы участков в тектонически нарушенных зонах массива.

Меланократовые нефелиновые сиениты развиты главным образом среди такситовых нефелиновых сиенитов вблизи контакта их с известняками. Кроме того, они были встречены в центральной части массива среди порфириовидных нефелиновых сиенитов, гнейсовидных сиенитов, а также среди эссекситов в крайней юго-западной части массива. Для них характерна небольшая мощность, не больше 1 м, и небольшая протяженность. Самая большая жила была обнаружена в северо-восточной части массива, где она имела мощность 2 м при прослеженной длине 60 м. Иногда они встречаются вместе с пегматоидными фойяитами.

В состав пегматоидных фойяитов и меланократовых нефелиновых сиенитов входят одни и те же минералы: микроклин-пертит, нефелин и амфибол. Соотношения их между минералами и структуры пород резко различны: пегматоидные фойяиты — лейкократовые грубозернистые породы, меланократовые нефелиновые сиениты — мелко- и тонкозернистые породы с содержанием темноцветных минералов 30—50%.

Микроклин-пертит представлен в этих породах длинными, широкотаблитчатыми кристаллами, достигающими в пегматоидных фойяитах 1—1,5 см в длину, в меланократовых нефелиновых сиенитах они не превышают 0,2 см в длину. Микроклиновая решетка наблюдается редко и проявлена очень нечетко. Пертит представлен как тонковолок-

нистой, так и пятнистой разностями. В большинстве случаев он нацело замещен шахматным альбитом; с краев зерен в него врезается множество мелких зерен альбита, более крупные таблички последнего нередко проникают и в центральные части зерен. В ряде зерен четко видна спайность в двух направлениях. Пертит загрязнен полосами и пятнами пелитовой пыли.

Нефелин в большинстве случаев встречается в виде идиоморфных таблитчатых зерен. Размер их в поперечнике в пегматоидных фойяитах достигает 0,5—0,8 см, в меланократовых нефелиновых сиенитах средний размер зерен в поперечнике 0,2 мм. Встречаются как совершенно свежие зерна, так и частично или полностью замещенные тонкочешуйчатым агрегатом шпреуштейна.

$$n_o = 1,541 \pm 0,001, \quad n_e = 1,537 \pm 0,001.$$

По показателям преломления нефелин пегматоидных фойяитов Булан-Кульского массива близок к нефелинам щелочных интрузий Тувы (Чикская и Баянкольская интрузии — Кононова, 1958). Результаты химических анализов нефелина из пегматоидного фойяита, выполненные в химической лаборатории Красноярского геологического управления (аналитик О. А. Кузнецов), значительно отличаются от приводимых в литературе анализов (табл. 2).

Таблица 2

Оксиды	Нефелин свежий	Нефелин шпреуштейнизированный
SiO ₂	45,80	40,92
TiO ₂	—	—
Fe ₂ O ₃ вал.	0,27	0,11
MnO	—	—
MgO	—	—
CaO	4,65	2,61
Na ₂ O	10,91	11,29
K ₂ O	5,82	2,88
Cl	0,17	0,17
F	сл.	сл.
п.п.п.	1,50	10,94
Сумма	99,56	100,56

Судя по этим анализам, нефелин пегматоидных фойяитов Булан-Кульского массива характеризуется пониженным содержанием щелочей и глинозема при относительно высоком содержании SiO₂. Поражает крайне высокое значение CaO. Однако отсутствие анализов нефелина из других пород Булан-Кульского массива не дает возможности проверить эти данные. Мелкий размер зерен нефелина в описанных выше типах пород массива, а также формы его развития

не позволяют произвести отбор чистого нефелина на анализ.

Амфибол образует идиоморфные длиннотаблитчатые и широко-таблитчатые зерна в пегматоидных фойяитах, в меланократовых же нефелиновых сиенитах — длинные игольчатые кристаллы. Характерны для него простые двойники по [100]. Амфибол окрашен в густо-зеленый цвет, обладает резким плеохроизмом: Ng — темно-зеленый, буровато-зеленый, синевато-зеленый, Nm — зеленый, Np — светлый зеленовато-желтый. Удлинение положительное. Ng — Np = 0,011, c : Ng = 18°. Часто угасание зональное: иногда полного угасания не наступает, амфибол окрашивается в аномальный красный цвет. Характерна очень сильная дисперсия оптических осей $r > V$ и биссектрис. По оптическим свойствам амфибол соответствует гастингситу.

Породы интенсивно альбитизированы. Лейстовый альбит выполняет все промежутки между минералами, врезается в них с краев зерен и прорезает их. Идиоморфные его таблички тонко полисинтетически сдвойникованы. Состав его — альбит № 5—9. Альбит замещает нефелин, пертит и сфен. По пертиту наблюдается интенсивное развитие шахматного альбита, обладающего тонким двойниковым строением.

В небольшом количестве в виде редких чешуек встречается биотит, плеохроирующий от зеленовато-бурого, зеленого по *Ng* до светло-желтого по *Np*.

Из аксессуарных минералов в небольшом количестве присутствуют короткостолбчатый апатит, магнетит, окруженный сфеном и лейкоксеном; в отдельных участках пород сосредоточены кристаллики циркона и флюорит. В промежутках между различными минералами развивается пренит.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, характеризуется почти равным идиоморфизмом нефелина и амфибола, идиоморфных по отношению к пертиту. В меланократовых нефелиновых сиенитах структура участками трахитоидная, обусловленная присутствием длинных игольчатых кристаллов амфибола, вытянутых в одном направлении, нередко порфиroidная при наличии крупных кристаллов нефелина, выделяющихся среди мелкозернистой массы пертита, амфибола и альбита.

Кристаллизация породы происходила в спокойных условиях. В раннюю стадию кристаллизации образовались апатит, сфен и магнетит, нефелин и амфибол. Вслед за ними кристаллизуется главная масса пертита, представленного ксеноморфными табличками, приспособляющимися к очертаниям нефелина и амфибола. В автометасоматическую стадию породы были интенсивно альбитизированы. Неясно время формирования циркона. С гидротермальной деятельностью связано заполнение трещин флюоритом, а затем пренитом.

Жильные породы нормального ряда представлены розовыми сиенит-аплитами и микросиенитами, состоящими из тонковолокнистого пертита, альбита, биотита и роговой обманки. Последние два минерала развиты в основном в микросиенитах, где они составляют до 30% от всей массы породы и образуют нередко порфиroidные выделения размером до 1,5 мм в длину.

Роговая обманка окрашена в интенсивно зеленый цвет, обладает резким плеохронизмом: *Ng* — интенсивно зеленый, *Nm* — зеленый, *Np* — светлый желтовато-зеленый, $c : Ng = 17^\circ$, $2V = -60^\circ$, $Ng - Np = 0,020$. Роговая обманка интенсивно замещена хлоритом.

Пертит представлен удлиненными неправильной формы зернами. Развита в основном тонковолокнистый пертит. Вростки альбита ориентированы перпендикулярно длинной стороне зерен.

Альбит встречается в виде мелких хорошо оформленных табличек, образованных тонкими полисинтетическими двойниками. Значительно реже наблюдаются мелкие изометричные зерна альбита, лишенные двойников.

Биотит развит как в виде крупных порфиroidных выделений, так и в виде мелких чешуек среди основной массы пород. Характерен резкий плеохронизм его от коричневого по *Ng* до желтого по *Np*. Породы интенсивно альбитизированы. Структура пород аплитовая, в микросиенитах иногда порфиroidная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Характерен резкий идиоморфизм цветных минералов по отношению к пертиту.

Все породы Булан-Кульского массива, несмотря на значительное их разнообразие, имеют сходные черты состава и структур. Многообразие состава пород определяется, главным образом, различными количественными соотношениями породообразующих минералов.

Отличительным признаком щелочных пород массива является отсутствие в их составе щелочных цветных минералов. Пироксен в большинстве случаев представлен авгитом, лишь в отдельных участках приконтактовой зоны с известняками в такситовых нефелиновых сиенитах встречается эгирин-авгит. Из амфиболов развиты недосыщенные кремнеземом (В. С. Соболев, 1951) баркевикит и в небольшом количестве — гастингсит. Содержание нефелина в породах невысокое и крайне неравномерное, отсутствуют свойственные щелочному комплексу редкие акцессорные минералы. В эссекситах и нефелиновых диорито-сиенитах у контакта с гибридными породами Сырского интрузивного комплекса из акцессорных минералов встречены лишь апатит и магнетит. В приконтактовых же зонах с известняками присутствует обильный сфен и в небольшом количестве встречается также циркон. Последний был отмечен и среди гнейсовидных пород в центральной части массива.

От контакта с гибридными породами Сырского комплекса к контакту с известняками происходит постепенное изменение состава и структур пород. Наиболее сложный состав и структуру имеют развитые в контакте с гибридными породами эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты. Им так же, как и гибридным породам Сырского комплекса, свойственны резко выраженные признаки гибридности: кучное распределение цветных минералов, тесные их ассоциации, неравномернозернистые структуры, обилие крупного короткостолбчатого апатита и магнетита. В ряду цветных минералов широко развиты реакционные структуры. По составу, структурным и текстурным признакам устанавливается родство щелочных пород с гибридными диоритами Сырского интрузивного комплекса.

К контакту с известняками породы приобретают среднезернистое строение, цветные минералы распределены в них более равномерно. Вместо сложных реакционных структур в них наблюдаются простые гипидиоморфнозернистые. В составе пород исчезают оливин и авгит. Они сменяются баркевикитом и биотитом. На смену существенно плагиоклазовым породам приходят породы, в которых преобладающим компонентом является пертит.

Увеличивается содержание нефелина, исчезает крупнопризматический апатит, вместо него появляется сфен. Наиболее простые составы и структуры имеют жильные породы, а из них в свою очередь — фойяиты. В контакте с известняками развиты такситовые породы.

За исключением эссекситов всем основным типам пород свойственно появление гнейсовидных разностей, обладающих бластическими структурами.

В краевых частях массива состав и строение пород усложняются развитием по плагиоклазу калиевого полевого шпата и нефелина, по цветным минералам — гастингсита и интенсивной альбитизацией пород.

Таким образом, довольно простые по составу и строению магматические породы центральных частей массива в краевых частях последнего приобретают резко выраженные признаки гибридности и подвергаются щелочному метасоматозу.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Типичные черты Булан-Кульского массива, отличающегося крайне неоднородным составом и разнообразием слагающих его пород, а также явно выраженными явлениями гибридности и щелочного метасоматоза, сопровождавшими образование массива, находят отражение в химических составах щелочных пород.

Химические анализы щелочных пород Булан-Кульского массива и гибридных пород Сырской интрузии

№ п. п.	Химический состав															Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Ca●	Na ₂ O	K ₂ O	ZrO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	CO ₂	Cl	
1	53,01	0,68	3,32	1,69	0,12	1,79	5,92	3,75	4,94	0,12	0,18	0,42	4,53*	2,24	0,05	99,72
2	56,78	0,67	2,2	2,34	0,33	1,10	3,54	5,73	5,30	0,05	—	0,15	1,49	—	—	100,09
3	53,91	0,97	1,59	4,98	0,08	2,46	5,84	3,63	3,35	0,10	0,39	0,12	1,52	—	0,35	99,77
4	61,49	0,39	0,72	2,04	0,08	1,00	2,12	5,13	6,21	0,01	0,13	0,24	0,82*	0,50	0,11	99,65
5	52,55	1,23	0,71	5,78	0,10	2,60	6,00	5,23	4,17	0,04	0,83	0,09	0,61*	0,50	0,21	99,88
6	50,93	1,18	2,18	5,76	0,29	2,26	6,39	6,41	2,94	0,02	0,34	0,19	0,62	—	0,06	99,54
7	55,78	1,09	1,53	5,13	0,08	1,99	4,34	4,99	4,44	0,03	0,53	0,05	0,63	—	0,09	100,49
8	51,20	1,00	3,75	5,74	0,17	3,68	6,46	4,72	3,06	0,04	0,61	0,20	1,05*	0,21	0,08	99,25
9	50,19	1,71	2,91	7,28	0,13	4,02	6,96	3,93	3,55	0,03	0,77	0,12	1,72	—	0,08	100,29
10	54,44	0,81	0,67	4,64	0,07	2,38	5,86	4,27	3,40	0,03	0,61	0,06	0,58	—	0,14	99,83
11	52,75	0,81	2,33	4,73	0,38	2,21	6,76	4,40	3,30	0,01	0,30	0,36	1,00	—	0,06	100,39
12	55,37	0,74	0,84	4,43	0,06	1,52	4,61	5,37	4,79	0,04	0,39	0,03	0,74	—	0,12	100,79
13	53,06	0,72	2,4	3,96	0,25	1,54	5,51	4,22	4,47	0,04	—	0,44	0,95	—	—	99,29
14	56,52	0,88	2,52	4,07	0,30	0,86	2,52	6,53	5,03	0,04	0,26	0,06	0,49*	0,38	0,04	100,30
15	56,21	0,68	1,42	4,25	0,07	1,31	2,42	6,48	6,50	0,04	0,21	0,17	0,40	—	0,06	99,24
16	56,31	0,26	1,41	3,21	0,14	0,63	1,74	7,48	6,46	0,04	0,08	0,14	1,04*	0,44	0,06	100,02
17	55,61	0,28	0,49	2,97	0,20	0,40	2,00	8,90	5,42	0,04	0,05	0,21	0,63	—	0,05	100,29
18	54,50	0,36	0,56	3,45	0,21	0,40	2,13	8,67	5,71	0,04	0,04	0,23	0,55	—	0,89	100,76
19	57,33	0,24	—	3,59	—	—	3,70	6,60	5,03	—	0,31	—	2,23*	0,18	—	100,99
20	56,97	0,20	0,54	2,45	—	0,10	1,16	9,73	6,77	—	—	—	0,89	—	0,50	100,90
21	52,13	0,44	—	3,60	—	0,46	2,48	8,74	5,56	—	1,41	—	0,82	—	—	99,40
22	54,40	0,80	1,81	4,01	—	1,20	5,00	5,47	4,56	—	0,34	—	0,16	—	—	97,60
23	53,26	1,08	2,98	4,24	—	2,07	5,53	4,35	6,20	—	0,30	—	0,38	—	—	98,62
24	53,34	1,00	3,06	4,19	—	2,10	4,82	5,23	4,38	—	0,35	—	0,32	—	—	97,04
25	55,33	0,72	1,26	3,66	—	0,77	2,45	6,67	7,26	—	0,19	—	0,88	—	—	99,33
26	61,70	0,49	0,81	2,50	0,23	0,75	3,21	7,33	3,32	—	0,09	—	0,18	—	—	100,40
27	52,14	0,95	1,60	4,29	0,12	2,57	6,84	4,69	2,65	—	0,51	—	1,30	—	—	99,18
28	49,34	1,56	4,61	6,43	0,12	4,37	8,17	3,94	1,55	—	0,67	—	0,66	—	—	99,14
29	51,88	0,07	5,14	4,70	0,13	6,68	9,61	2,82	2,06	—	0,51	—	1,26	—	—	99,17

* В том числе на долю CO₂ приходится приводимые в следующей графе количества. Анализы выполнены в хим. лаборатории МГУ. Аналитик Н. Д. Карякина.

Результаты пересчета химических анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ п.п.	П а р а м е т р ы												
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>f</i>	φ	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
1	16,80	5,93	10,23	67,04	—	48,52	32,38	19,1	53,5	30,9	0,89	— 5,45	2,84
2	21,08	3,70	7,20	68,02	—	63,30	26,70	10,00	62,20	27,63	1,00	— 9,8	5,9
3	13,87	7,67	11,29	67,17	3,95	58,13	37,92	—	62,7	12,4	1,32	— 1,07	1,8
4	20,69	2,65	4,90	71,76	11,39	52,87	35,74	—	55,48	11,42	0,39	— 0,51	7,82
5	18,16	4,68	13,86	63,29	—	45,64	33,36	21,0	65,6	4,1	1,51	—10,41	3,89
6	19,06	4,36	15,44	61,14	—	50,2	25,8	24,0	76,8	11,9	1,62	—20,2	4,5
7	18,33	4,65	9,79	67,23	—	55,9	35,5	8,6	63,3	8,7	1,48	— 6,85	3,94
8	15,24	5,03	18,56	61,17	—	48,66	34,6	16,74	70,5	17,5	1,51	—13,17	3,1
9	14,12	4,6	21,01	60,27	—	46,61	33,58	19,81	63,0	12,09	2,35	—12,3	3,07
10	15,14	7,56	10,48	66,82	9,76	50,02	40,22	—	65,4	5,55	1,09	— 4,2	2,0
11	15,42	7,31	12,63	64,64	—	56,7	31,3	11,5	67,0	16,19	1,12	— 8,87	2,11
12	19,55	5,59	8,02	66,83	—	64,22	33,97	1,81	63,3	8,93	0,97	—11,02	3,52
13	17,22	6,45	10,03	66,29	—	64,4	27,4	8,2	58,6	34,5	1,00	— 8,3	2,7
14	22,21	3,16	7,66	66,97	14,65	66,1	19,25	—	66,5	11,0	1,05	—13,64	7,4
15	24,00	1,06	9,57	65,37	—	56,5	23,2	20,3	60,2	13,05	0,84	—18,32	22,6
16	26,38	1,30	6,35	65,97	—	70,3	16,5	13,2	63,8	19,79	0,31	—22,12	20,22
17	28,24	1,75	4,77	65,24	—	69,1	14,7	16,2	71,5	8,83	0,32	—27,75	16,15
18	28,28	1,94	5,43	64,35	—	74,0	13,0	13,0	69,5	7,8	0,44	—29,8	14,7
19	22,94	3,97	4,04	69,05	—	30,36	0	19,64	66,6	29,79	0,3	—11,80	5,7
20	28,99	2,1	2,26	66,65	—	28,12	9,38	62,5	68,72	18,9	0,3	—26,68	13,8
21	28,29	2,42	7,25	62,04	—	44,12	44,12	11,76	70,35	13,72	0,5	—34,92	11,9
22	18,99	3,90	13,44	63,67	—	40,81	13,79	45,40	64,49	12,28	2,48	—14,94	4,8
23	18,48	2,94	16,84	61,74	—	39,03	21,12	39,85	51,11	15,9	1,55	—16,42	6,4
24	18,75	3,36	13,39	64,50	—	51,32	27,80	20,88	64,12	20,3	1,44	—11,77	5,6
25	25,89	0,84	8,19	65,68	—	56,41	17,10	26,49	58,39	12,82	1,00	—22,46	30,8
26	20,91	2,66	5,75	70,68	—	57,2	21,4	21,4	77,2	11,9	0,48	— 3,12	7,32
27	15,22	7,90	11,67	65,21	—	50,7	40,5	8,8	72,7	12,68	13,65	— 7,92	1,93
28	11,32	6,75	21,93	60,00	—	48,35	35,1	16,55	79,7	18,89	2,26	— 9,39	1,68
29	9,01	4,49	27,36	59,14	—	32,5	41,3	26,2	68,2	16,0	0,11	— 4,23	2,1

Перечень пород, указанных в таблицах: 1 — Такситовый нефелиновый сиенит (северный контакт). 2—Такситовый нефелиновый сиенит (восточный контакт). 3—Альбитизированный гнейсовидный нефелиновый сиенит (центральная часть массива). 4—Альбитизированный гнейсовидный нефелинодержающий сиенит с малым содержанием цветных минералов (западная часть массива). 5—Нефелиновый диорито-сиенит (западная часть массива). 6—Нефелиновый диорито-сиенит (северо-восточная часть массива). 7—Гнейсовидный нефелиновый диорито-сиенит альбитизированный (западная часть массива). 8—Гнейсовидный нефелиновый диорито-сиенит, обогащенный цветными минералами (западная часть массива). 9—Меланократовый гнейсовидный нефелиновый диорито-сиенит (западная часть массива). 10—Эссексит (западная часть массива). 11—Эссексит (южная часть массива). 12—Порфириовидный нефелиновый диорито-сиенит. 13—Порфириовидный нефелиновый диорито-сиенит. 14—Жильный нефелинодержающий сиенит (западная часть массива). 15—Жильный нефелинодержающий сиенит (восточная часть массива). 16—Жильный нефелиновый сиенит (центральная часть массива). 17—Пегматоидный фойяит (северная часть массива). 18—Пегматоидный фойяит (центральная часть массива). 19—Пегматоидный нефелиновый сиенит. 20—Крупнозернистый нефелиновый сиенит. 21—Мелкозернистый нефелиновый сиенит. 22—Нефелиновый сиенит. 23—Нефелинодержающий сиенит (северная часть массива). 24—Нефелинодержающий сиенит (северная часть массива). 25—Нефелиновый сиенит (южная часть массива). 26—Гибридный сиенит (севернее массива). 27—Гибридный сиенит (западнее массива). 28—Гибридный диорит (западнее массива). 29—Габбро (западнее массива).

Химические анализы щелочных пород массива указывают на значительные колебания в их составе кремнекислоты, щелочей, окислов железа, магния и кальция. Пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого и нанесенные на диаграмму, составленную по этому методу, химические анализы щелочных пород занимают на ней широкую полосу между габброидами и фойяитами (табл. 3, 4, рис. 18). Все имеющиеся анализы группируются на диаграмме в две ветви: ветвь щелочных пород и ветвь пород промежуточного состава между щелочными и щелочно-земельными.

Значительная часть анализов сосредоточена на диаграмме в участке между фигуративными точками средних типов щелочного и щелочно-земельного сиенита, по Р. Дэли. Большинство из них отличается от составов средних типов сиенита и щелочного сиенита лишь незначительным увеличением содержания щелочей и меньшим содержанием окислов железа и магния. Все анализы такситовых нефелиновых сиенитов и нефелинодержающих сиенитов, выполненные в химической лаборатории геологического факультета МГУ, попадают в эту группу. Вероятно, это обусловлено особенностями минералогического состава щелочных пород Булан-Кульского массива — отсутствием в их составе щелочных цветных минералов — и резко такситовым строением пород.

В эту же группу попадают анализы альбитизированных порфириовидных нефелиновых диорито-сиенитов и анализ альбитизированного гнейсовидного диорито-сиенита, значительно удаленных от остальных анализов нефелиновых диорито-сиенитов за счет интенсивной альбитизации пород.

Необычное положение занимают на диаграммах анализы эссекситов, расположенных близ фигуративной точки сиенитов. В литературе известны эссекситы, имеющие близкий химический состав: эссексит Бидж-гилла, Техас (SiO_2 — 53,34, TiO_2 — 1,60, Fe_2O_3 — 2,27, FeO — 5,51, MnO — 0,17, MgO — 1,40, CaO — 4,19, Na_2O — 6,41, K_2O — 4,32) и эссексит Кушвы, Урал (SiO_2 — 51,22, TiO_2 — 0,68, FeO_3 — 2,89, FeO — 3,90, MnO — 0,45, MgO — 3,13, CaO — 9,19, Na_2O — 4,88, K_2O — 2,03).

Среди пород щелочной ветви выделяются две группы пород. Одна из них, представленная различными разновидностями нефелиновых диорито-сиенитов, занимает на диаграмме промежуточное положение между эссекситами и нефелиновыми сиенитами, по Р. Дэли. Другая группа,

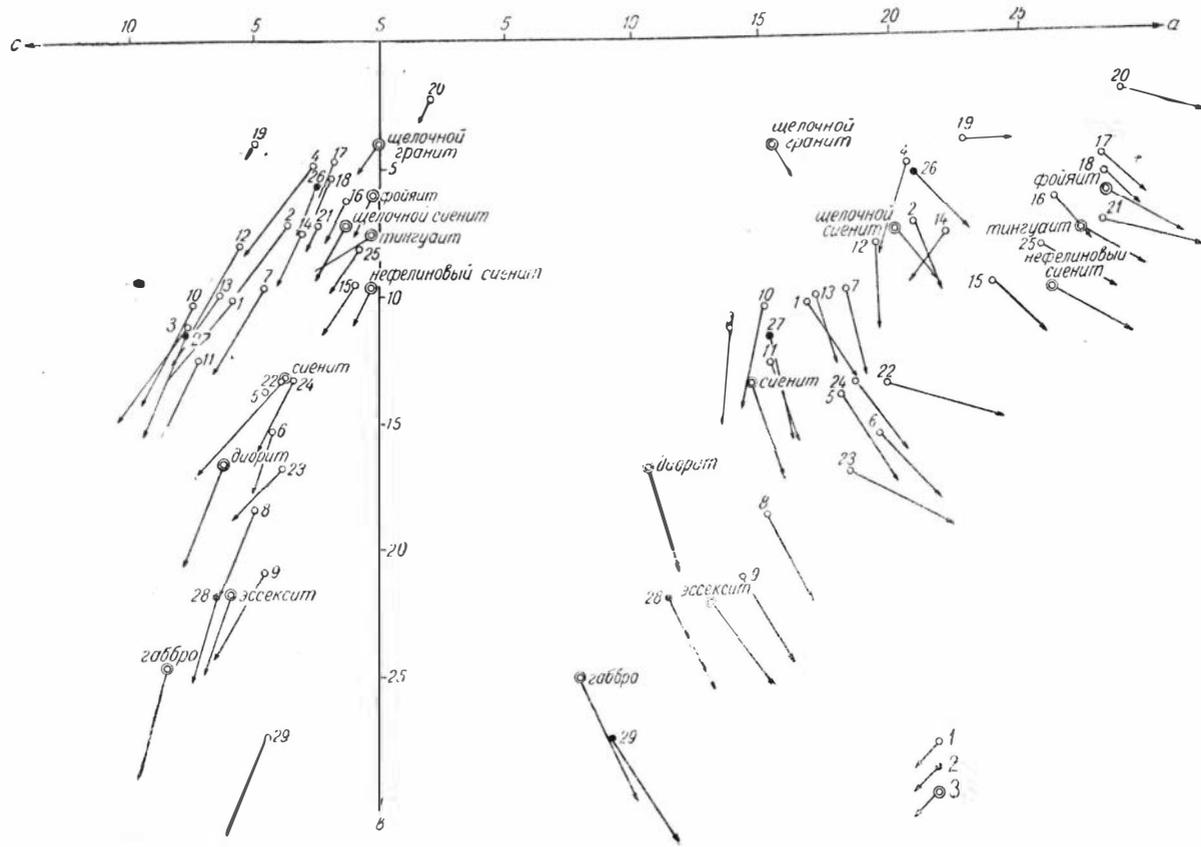


Рис. 18. Диаграмма химических составов щелочных пород Булан-Кульского массива и гибридных пород Сырской интрузии (по методу А. Н. Заварицкого).

1 — щелочные породы Булан-Кульского массива; 2 — гибридные породы Сырского интрузивного комплекса; 3 — средние типы пород, по Р. Дэли.

включающая анализы жильных щелочных пород Булан-Кульского массива, расположена близ фигуративных точек тингуанитов и фойяитов, по Р. Дэли. От средних типов этих пород они отличаются более высоким содержанием полевошпатовой извести.

Следующим фактом, интересным для петрогенезиса щелочных пород, является расположение на диаграммах гибридных сиенитов и диоритов Сырского интрузивного комплекса близ поля щелочных пород Булан-Кульского массива. От средних типов сиенитов и диоритов, по Р. Дэли, гибридные породы отличаются повышенным содержанием щелочей. В химическом составе щелочных и гибридных пород отмечаются следующие признаки, типичные для обеих групп пород: 1) недосыщенность кремнекислотой; 2) натровый характер пород; 3) повышенное содержание полевошпатовой извести. Отрицательное значение Q (по А. Н. Заварицкому) доходит в щелочных породах до 29,8, в гибридных до 10,5. Крайняя степень недосыщенности свойственна фойяитам. По пересчетам методами А. Н. Заварицкого все породы массива являются породами нормального ряда. Для большинства пород отношение

$$\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$$

Лишь четыре анализа, характеризующие породы различного состава, указывают на пересыщение их глиноземом вследствие интенсивного обогащения этих пород биотитом, а также в результате замещения нефелина цеолитами и шпреуштейном.

Значительная часть пород попадает, по классификации А. Н. Заварицкого, в 5 класс, 18 группу пород, умеренно богатых щелочами; лишь небольшая их часть (в основном, анализы М. С. Абрамова и Н. И. Бабинцева) — в 6 класс, 20—22 группы. Содержание щелочей возрастает от эссекситов к нефелинсодержащим и нефелиновым сиенитам.

На фоне общего увеличения содержания щелочей в указанном направлении наблюдаются резкие скачки с уменьшением их содержания в отдельных участках, соответствующих породам, богатым щелочами, и, наоборот, увеличение их содержания в участках, отвечающих породам, бедным щелочами.

Все породы, в том числе и гибридные, носят натровый характер: $n=55-7$ (по А. Н. Заварицкому). Такие колебания в отношениях $K_2O : Na_2O$ объясняются неравномерной альбитизацией пород, очень интенсивной в отдельных участках.

Вследствие того, что большая часть пород содержит в довольно значительном количестве средний плагиоклаз, анализы пород массива указывают на высокое содержание в них полевошпатовой извести.

Как в гибридных породах Сырского комплекса, так и в щелочных породах Булан-Кульского массива в составе мафической части преобладает железо, тогда как содержание кальция в них весьма невелико ($c' = 8,2 - 2,62$).

Так же, как и для большинства известных щелочных пород, для булан-кульских характерно высокое содержание TiO_2 (в отдельных случаях оно достигает 2,48%), повышенное содержание P_2O_5 , ZnO_2 и, судя по отдельным анализам — ниобия ($Nb_2O_5 = 0,015\%$). Повышенное содержание TiO_2 и P_2O_5 отмечается и в гибридных породах Сырского комплекса. Щелочные породы Булан-Куля отличаются также высокой концентрацией летучих, особенно CO_2 , в меньшей степени хлора и серы (до 0,24%); анализ фтора лаборатория не делала. Богаты летучими также и гибридные породы Сырского комплекса.

Таблица распределения малых и редких элементов в породах Булан-Кульского массива

С о д е р ж а н и е э л е м е н т о в

Название пород	V	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Ga	Sr	Ba	Zr	Th ₀₃	ETR
Скарнированные породы в контакте с известняками	0,003—0,01	0,001—0,003	0,001	0,001—0,01	0,003—0,01	0,01—0,02	0,003	0,003	0,001	0,7	0,03	0,001	—	—
Тактовые нефелиновые сиениты	0,01—0,02	0,001—0,003	0,001	0,001—0,01	0,002—0,02	0,003	0,005	0,001	0,003	0,3	0,03	0,036	0,05	0,05
Сиениты	0,003—0,01	—	—	0,001—0,003	0,003	0,003	—	0,001	0,002	—	—	0,0022	—	—
Диорит-сиениты	0,001—0,01	0,001	0,001	0,001—0,003	0,002	0,003	—	—	0,001	—	—	0,017	—	—
Эссекиты	0,01—0,03	0,003	0,002	0,002	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001	—	0,03	—	—	—
Гибридные диориты	0,03—0,1	0,001	0,001	0,001—0,003	0,003	0,002	—	0,001	0,001	—	—	—	—	—
Гибридные сиениты	0,01—0,03	—	—	0,001	0,002	0,001	—	—	0,001	—	—	0,001	—	—
Жильные щелочные породы	0,003	—	—	0,001	0,001	0,003	0,01	—	0,001	—	—	0,045	0,05	0,05
Жильные микросиениты	0,001—0,02	0,001	0,001	0,001—0,003	0,003	0,01	—	—	0,001	—	—	0,03	—	—

Из малых и редких элементов пород массива наиболее распространены Mn, V, Ni, Co, Zn, Pb, Mo, Zr, Sn, Sr, Ga, значительно реже Be, Ba, Th, Nb. Содержание их нередко превышает кларковое (табл. 5).

Из сказанного следует, что особенностями щелочных пород Булан-Кульского массива являются: 1) более низкое содержание щелочей по сравнению со средними типами аналогичных щелочных пород; 2) натровый характер пород; 3) высокое содержание полевошпатовой извести; 4) преобладание железа в характеристике δ при резко подчиненном значении кальция.

Отмеченные особенности составов щелочных пород Булан-Кульского массива отличаются их от средних типов щелочных пород, по Р. Дэли. Из числа известных в мировой литературе районов развития щелочных пород наиболее близки по химизму к Булан-Кульским оказались щелочные породы о-ва Таити, а также развитый на Таити комплекс пород.

Особенности химизма щелочных пород Булан-Кульского массива и гибридных пород Сырского комплекса позволяют высказать предположение об образовании этих пород из одного магматического очага. Повышенное содержание в при-

контактовых породах полевошпатовой извести и железа указывает на ассимиляцию магматическим расплавом карбонатных отложений с одной стороны и на реакции взаимодействия с диоритами Сырского комплекса с другой стороны.

Высокое содержание в породах CO_2 , Cl и H_2O способствовало ходу этих процессов.

Постепенное изменение состава пород от нефелинсодержащих сиенитов до фойяитов с общим повышением содержания щелочей и уменьшением содержания окислов железа и магния объясняется дифференциацией щелочного расплава в процессе кристаллизации.

ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БУЛАН-КУЛЬСКОГО МАССИВА

Вопрос о генезисе щелочных пород является одним из наиболее интересных и спорных вопросов петрологии. Кроме различных гипотез относительно их магматического генезиса, в последнее время в геологической литературе все чаще стали встречаться указания на их возникновение в результате метасоматических преобразований осадочных и интрузивных пород нормального ряда.

Своеобразный комплекс пород Булан-Кульского щелочного массива представляет пример образований гетерогенного типа. Геологическое положение массива, взаимоотношение слагающих его типов пород, вещественный и химический составы пород, а также структурные и текстурные их признаки позволяют высказать предположение о том, что образование всего комплекса пород в целом обусловлено магматической деятельностью. В то же время, в формировании отдельных участков массива и слагающих этот массив разновидностей пород существенная роль принадлежит процессам гибридизма, ассимиляции и сопровождающим их явлениям метасоматического замещения магматических пород.

Магматический этап образования пород массива

Преимущественное развитие пород в Булан-Кульском массиве с четко выраженными гипидиоморфнозернистыми структурами, существование и расположение сопутствующих им жильных пород заставляют считать эти породы магматическими образованиями. Магматический генезис их подтверждается также и пространственным положением щелочного массива, внедрившегося в небольшую ослабленную зону, образовавшуюся при запрокидывании слоев известняков. Тектоническая подготовка района способствовала проникновению подвижного щелочного расплава в зону пониженного давления. Характер контактового воздействия щелочной интрузии, вызвавшей мраморизацию, графитизации известняков, образование гранат-везувиян-геденбергитовых скарнов, многочисленные инъекции щелочного расплава в известняки подчеркивают их магматическое происхождение. На образование щелочных пород массива из расплава указывает также раннее выделение нефелина в виде идиоморфных кристаллов (в нефелиновых сиенитах) и крупных зерен, разобщенных калиевым полевым шпатом и альбитом на отдельные ксеноморфные участки с одинаковой оптической ориентировкой (в нефелинсодержащих сиенитах).

При выяснении генезиса щелочных пород Булан-Кульского массива прежде всего приходится принимать во внимание их приуроченность к контакту гранитов с известняками. Геологическая обстановка наложила характерные отпечатки на состав и строение массива.

Химические составы пород Булан-Кульского массива и Сырского комплекса имеют ряд общих черт, что говорит об их генетической связи. Повышенное содержание в щелочных породах кальция и указывает на ассимиляцию известняков гранитным расплавом. Это дает основание предполагать, что при образовании щелочных пород Булан-Кульского массива решающее значение имели реакции взаимодействия гранитной магмы с известняками. Подтверждением этому являются находки в приконтактных с известняками зонах массива небольших участков меланократовых пород, а также основной характер пород краевой фации гранитной интрузии. Как известно, по представлениям Шэнда, при реакциях взаимодействия гранитной магмы с известняками первоначально образуются тяжелые известковые силикаты, погружающиеся под действием силы тяжести на дно магматического резервуара. Поднимающаяся вверх легкая щелочная фракция захватила и вынесла в верхние зоны небольшие порции этого меланократового материала. Химический и минералогический составы щелочных пород указывают на высокое содержание в них летучих компонентов, способствующих реакциям взаимодействия известняков с гранитной интрузией. Тектоническая подготовка района, вызвавшая растяжение слоев известняков и образование в них небольшой ослабленной полости, обусловила перемещение в зону пониженного давления легкоподвижного щелочного расплава, насыщенного летучими.

Смена пород в пределах массива и их взаимоотношения говорят о его формировании в две фазы. Процессы взаимодействия щелочного расплава с вмещающими породами привели к образованию в контактовых зонах с одной стороны гибридных эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов, с другой стороны — такситовых нефелиновых сиенитов с неустойчивыми минеральными и химическими составами и неоднородными текстурами.

Таким образом, в целом комплекс пород, слагающих Булан-Кульский массив, представляет магматическое образование с интенсивным проявлением процессов гибридности в контактовых зонах.

Чистыми продуктами кристаллизации щелочного расплава являются развитые в центральной части массива нефелинодержущие и нефелиновые сиениты и сопровождающие их жильные породы. Поскольку массив имеет небольшие размеры и мы видим в основном его апикальные части, гибридные породы преобладают в современном эрозионном срезе массива. Это побуждает более подробно остановиться на явлениях гибридности в породах массива.

Явления гибридности в щелочных породах

Минералогические и химические составы, структурные и текстурные признаки щелочных пород, расположенных в контакте с гибридными породами Сырского интрузивного комплекса и с известняками, говорят о том, что окружающая среда оказывала значительное влияние на формирование щелочных пород.

В зависимости от состава окружающей среды в краевых частях щелочного массива возникли разные типы щелочных пород с различными признаками гибридности.

В контакте с гибридными породами Сырского интрузивного комплекса габбрового, диоритового и сиенитового составов признаки гибридности в щелочных породах выражены особенно резко. Минералогический состав этих пород соответствует эссекситам и нефелиновым

диорито-сиенитам, хотя отклонения их от средних типов этих пород нередко бывают довольно значительными.

Породы отличаются крайне неустойчивыми минералогическим и химическим составами (табл. 3, 4, диаграммы рис. 18), занимающими промежуточное положение между сиенитами и диоритами нормального ряда и породами щелочного ряда. Для последних характерно кучное распределение цветных минералов, образующих крупные лапчатые или изометричные скопления. К скоплениям цветных минералов приурочено значительное количество крупных зерен апатита, рудного минерала и титанита. В большом количестве присутствует биотит.

Текстура пород такситовая. Микроструктуры отличаются большим разнообразием. Прежде всего следует отметить наличие, кроме гипидиоморфнозернистых структур, присущих нормальным магматическим породам, участков с типичными бластическими, роговиковыми структурами, при преобладании то первых, то вторых.

Первые признаки гибридности в удаленных от контакта зонах проявляются в образовании мелкозернистых агрегатов пироксена, приобретающих роговиковую структуру на границе крупных зерен пироксена с биотитом. Размер изометричных зерен пироксена заметно уменьшается к краевым частям этих роговиковых участков и постепенно переходит в симплектитовые вростки пироксена в биотите. Нередко наблюдается обратная картина, при которой симплектитовые вростки биотита появляются в пироксене. Подобные же перекристаллизация и образование мелкозернистых агрегатов свойственны и титаниту, развивающемуся широкой оторочкой вокруг рудного минерала и биотита. По мере приближения к контакту с породами Сырской интрузии в щелочных породах резко возрастает содержание мелкоочушчатого грязно-зеленого биотита, обрастающего и прорастающего все цветные минералы. Бластические структуры возникают и в ряду плагиоклазов, в которых наблюдается оплавление зерен и взаимное прорастание одних зерен другими. Плагиоклаз имеет зональное строение и резорбированные контуры зон; по мере приближения к контакту массива с вмещающими породами основность плагиоклаза увеличивается. В ряду цветных минералов в контактовой зоне большая роль принадлежит авгиту, оливину.

Среди эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов Булан-Кульского массива встречаются ксенолиты диоритов Сырского интрузивного комплекса.

В составе и строении этих ксенолитов (частично уже переработанных щелочной магмой) и окружающих их щелочных пород, как отмечалось выше, есть много общего. Окружающие щелочной массив породы краевой фации Сырского комплекса в свою очередь являются гибридными образованиями, возникшими в результате взаимодействия магмы с известняками. Вследствие этого они имеют более основной состав, отвечающий сиенитам, диоритам или габброидам, и отличаются пестрым такситовым обликом, быстрым изменением зернистости и соотношений между главными породообразующими минералами, а также наличием множества ксенолитов известняков и шлировидных обособлений цветных минералов, высоким содержанием апатита, рудного минерала и сфена.

По химическому составу породы краевых фаций Сырского комплекса отличаются от средних типов пород, по Р. Дэли, повышенным содержанием щелочей и окислов железа и кальция.

Таким образом, гибридные породы Булан-Кульского массива (эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты) представляют собой продукт

взаимодействия щелочной магмы с гибридными породами габбрового диоритового и сиенитового составов и имеют признаки двойственного их происхождения как по составу (материал внедрившейся магмы и взаимодействующих с ней боковых пород), так и по способу образования (кристаллизация из расплава и перекристаллизация в твердом состоянии; Заварицкий, 1937).

Эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты обладают структурами, свойственными габброидам и диоритам Сырского комплекса, сохраняют в своем составе оливин, авгит, основной и среднего состава плагиоклаз. В то же время в них появляются нефелин, развивающийся по плагиоклазу и в интерстициях между минералами, калиевый полевой шпат, замещающий плагиоклаз, и гастингсит, окаймляющий цветные минералы и выполняющий в них мелкие трещины. Распределение каждого из этих минералов на площади крайне неравномерное. Наиболее высокое содержание этих минералов отмечается вблизи жил нефелинсодержащих сиенитов, секущих эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты, и вблизи зон разломов. Особенно обогащены нефелином гнейсовидные разновидности пород. Мельчайшие образования нефелина в виде капель, пятен, небольших неправильной формы участков развиваются по плагиоклазу. Замещение идет не только с краев зерен, но прослеживается и в центральной их части. Пятна нефелина, разрастаясь, пересекают двойниковое строение зерен плагиоклаза и переходят с одного зерна на другое.

Кроме того, в этих породах нефелин встречается в интерстициях между плагиоклазами, образуя резко ксеноморфные угловатые зерна. Наблюдались соединения этих ксеноморфных зерен нефелина с каплевидными выделениями в плагиоклазе. По-видимому, это две формы выделения нефелина в результате одного и того же процесса воздействия высокотемпературного щелочного расплава на гибридные диориты.

В результате этого же процесса образуются каймы гастингсита вокруг биотита и амфибола, а также пятна и прожилки его по спайности и по трещинам в зернах баркевикита. В нефелиновых диорито-сиенитах наряду с появлением нефелина и гастингсита широко развивались процессы замещения плагиоклаза калиевым полевым шпатом. Начальные стадии этого процесса наблюдаются в эссекситах, в которых узкие каемки калиевого полевого шпата развиваются вокруг нефелина и замещают плагиоклаз. В этих породах замещение калиевым полевым шпатом плагиоклаза протекает настолько интенсивно, что в отдельных участках весь плагиоклаз превращается в пятнистый пертит замещения. Процесс начинается с краев зерен и от двойниковых швов, а затем постепенно захватывает все зерно. Преобладает в этих породах пятнистый пертит, но нередко встречаются образования, напоминающие по форме мirmekиты и микрографические структуры пегматитов. Подобные пертиты развиты по границе зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата, причем устанавливается непосредственная связь червеобразных вростков плагиоклаза в мirmekитоподобных пертитах с крупными зернами плагиоклаза. Такие вростки имеют одинаковую оптическую ориентировку; по удалении от зерна плагиоклаза размер вростков уменьшается. Такая же связь наблюдается и для червеобразных вростков полевого шпата с крупными его зернами. Подобные прорастания описаны В. А. Кононовой (1957) для калиевого полевого шпата и нефелина. В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой и И. Ф. Трусова такого рода структуры объясняют метасоматическими процессами замещения. Данные по Булан-Кульскому массиву также не противоречат этим выводам.

Одновременно с развитием пертита идет интенсивное образование биотита и титанита в виде венчиков и оторочек, окружающих рудный минерал, что особенно характерно для гнейсовидных пород.

Развитие гипидиоморфных структур в эссекситах и нефелиновых диорито-сиенитах говорит о кристаллизации пород из расплава. Наличие же роговиковых и коррозионных структур, структур замещения подтверждает, что в образовании этих пород в магматической стадии немаловажную роль играли перекристаллизация и щелочной метасоматоз.

Описанные выше факты позволяют считать эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты продуктами переработки гибридных пород Сырского комплекса щелочной интрузией. Об этом же говорят сохранившиеся непереработанные участки диоритов среди эссекситов и нефелиновых диорито-сиенитов.

В зоне контакта с известняками развиты пятнистые полосчатые такситовые нефелиновые породы, отличающиеся быстрой сменой на небольших интервалах участков с различной степенью зернистости и участков с различным распределением породообразующих минералов. В этих породах содержится большое количество мелких ксенолитов известняков, ориентированных вдоль линии контакта, а также шлировидных обособлений цветных минералов с такой же ориентировкой. В большом количестве здесь встречаются крупные зерна сфена. Породы характеризуются высоким содержанием нефелина. Типичной особенностью этих пород является развитие в них четких гипидиоморфнозернистых структур. Химические составы рассматриваемых пород отражают резко повышенное содержание в них кальция, обусловленное ассимиляцией карбонатного материала. Эти факты указывают на то, что щелочные породы образовались путем кристаллизации из расплава, поглотившего и усвоившего контактирующие с ними известняки. Щелочные породы, в свою очередь, оказывают интенсивное контактово-метасоматическое воздействие на известняки.

Процессы ассимиляции и гибридизма сопровождалась привнесением летучих компонентов, щелочей, а также перемещением и переотложением кремнезема, алюминия, кальция, железа, магния и титана. Наиболее резко эти процессы проявились в северо-восточном контакте массива, в зоне развития скарнированных пород, достигающей в этом участке 1,5 м мощности. От такситовых нефелиновых сиенитов к известнякам наблюдается следующее изменение состава пород: 1) такситовые нефелиновые сиениты (ортоклаз, нефелин, баркевикит, альбит), 2) околоскарновые нефелиновые сиениты (ортоклаз, нефелин, баркевикит, геденберgit, альбит); 3) околоскарновые геденберgit-нефелиновые породы (нефелин, геденберgit, ортоклаз); 4) околоскарновые геденберgit-гранатовые породы (геденберgit, гранат, гроссулар-андрадитового ряда, нефелин); 5) геденберgit-гранатовый скарн (геденберgit, гранат, везувиан); 6) гранат-везувиановый скарн (андрадит, везувиан, кальцит); 7) гранатовый скарн (андрадит, кальцит); 8) мраморизованный известняк.

Подобные же смены составов наблюдались и вокруг ксенолитов известняка. Нередко наблюдаемые тонкие инъекции щелочного расплава по слоистости в известняки также сопровождаются маломощными зонами скарнообразования.

Наблюдения над парагенезисами минералов в приконтактных зонах показывают, что в контакте двух разнородных сред—известняков и щелочного расплава—происходит диффузионное взаимодействие компонентов породы и магмы с диффундированием компонентов через пор-

вые растворы в стороны падающей концентрации компонентов. Наиболее мощное развитие это взаимодействие пород получило в зонах циркуляции восходящих растворов. Ширина реакционных зон в этих случаях достигает 1,5 м. Циркуляции восходящих растворов в этих участках способствовало образование ряда небольших трещин вдоль линии контакта.

Постмагматические метасоматические преобразования щелочных пород

Значительная часть щелочных пород массива после окончательного затвердевания щелочного расплава претерпела изменения в результате воздействия на них щелочных растворов, вызвавших интенсивную альбитизацию пород.

Максимальное развитие процессы щелочного метасоматоза получили в западной части северного участка и в восточном его контакте, в зонах тектонических нарушений. В меньшей степени альбитизацией затронуты эссекситы, в нефелиновых диорито-сиенитах роль ее существенно возрастает.

Наиболее интенсивно альбитизация проявлена в нефелинсодержащих и нефелиновых сиенитах, нефелиновых диорит-порфиритах, а также в жильных щелочных породах. В нефелиновых диорито-сиенитах альбитизация значительно усложняет и без того сложные структуры замещения. Она проявлена здесь в развитии шахматного альбита, по пятнистому пертиту замещения. В нефелинсодержащих сиенитах альбит разъедает амфибол, нефелин и калиевый полевой шпат, что вызывает образование сетчатых структур и разобщение бывших крупных идиоморфных зерен амфибола и нефелина на мелкие ксеноморфные участки, имеющие одинаковую ориентировку. Альбит в этих породах представлен мелкими изометричными зернами и небольшими идиоморфными лейстами. В нефелиновых сиенитах и жильных породах альбит замещает полевой шпат, нефелин и биотит. Замещение биотита альбитом сопровождается переотложением сфена, который сосредоточивается в выщербленных и замещенных альбитом участках биотита в виде мелких клиновидных очень свежих зерен. Среди нефелиновых диорито-сиенитов было встречено несколько небольших участков белых сливных пород, состоящих из агрегата мелких изометричных зерен альбита и калиевого полевого шпата с роговиковой структурой.

По-видимому, в эти зоны выносился натрий, вытесненный при интенсивном замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом.

За зонами альбитизации местами удавалось наблюдать появление небольших участков интенсивно биотитизированных пород, представляющих зоны выноса и переотложения калия, вынесенного при процессах альбитизации. Проявление и степень метасоматических изменений находятся в прямой зависимости от тектонической подготовки пород.

Интенсивно проявлен щелочной метасоматоз в полосе гнейсовидных пород. Геологическое положение последней, проходящей поперек массива, состав ее, включающий все разновидности пород массива, говорят о том, что возникновение гнейсовидных структур связано с воздействием динамических сил на уже сформировавшийся массив. Гнейсовидное строение пород и трещиноватость благоприятствовали циркуляции водных растворов, богатых щелочами. Вызванная воздействием динамических сил и температуры перекристаллизация пород сопровождалась переотложением исходного материала.

Результаты пересчета химических анализов по методу Т. Барта

Название породы Окислы	Меланократовый гнейсовидный нефелиновый диоритосениит (анализ 10)		Гнейсовидный нефелиновый диоритосениит, обогащенный цветными минералами (анализ 9)		Нефелиновый диоритосениит, массивный (анализ 6)		Гнейсовидный нефелиновый диоритосениит, альбитизированный (анализ 8)		Альбитизированный гнейсовидный нефелиносодержащий сениит с малым содержанием цветных минералов (анализ 5)	
	весов. %	кол-во электроположит. ионов в стандарт. ячейке	весов. %	кол-во электроположит. ионов в стандарт. ячейке	весов. %	кол-во электроположит. ионов в стандарт. ячейке	весов. %	кол-во электроположит. ионов в стандарт. ячейке	весов. %	кол-во электроположит. ионов в стандарт. ячейке
SiO ₂	50,19	490	51,20	492	52,55	501	55,78	522	61,49	566
TiO ₂	1,71	12	1,00	7	1,23	8	1,09	7	0,39	3
Fe ₂ O ₃	2,91	21	3,75	27	0,71	4	1,53	10	0,72	4
FeO	7,28	59	5,74	45	5,78	46	5,13	39	2,04	15
MnO	0,13	—	0,17	1	0,10	—	0,08	—	0,08	—
MgO	4,02	58	3,08	53	2,60	37	1,99	28	1,00	13
CaO	6,96	72	6,46	67	6,00	61	4,34	43	2,12	21
Na ₂ O	3,93	74	4,72	87	5,23	96	4,99	91	5,13	90
K ₂ O	3,55	44	3,06	37	4,17	51	4,44	52	6,21	72
H ₂ O	0,77	5	0,61	4	0,83	6	0,53	4	0,13	1
P ₂ O ₅	0,12	6	0,20	12	0,09	6	0,05	6	0,24	12
С у м м а	98,46	1035	99,13	940	99,15	1039	99,76	1020	98,96	1006

Привнос: Ti—4, Fe—30, Mg—21, Ca—11.

Вынос: Si—11, Al—29, Na—22, K—7.

Привнос: Si—65, K—21, P—6.

Вынос: Ti—5, Al—13, Fe—31, Mg—24, Ca—40, Na—6, OH—5.

Циркулирующие по ослабленным плоскостям водные растворы способствовали миграции железа, магния и кальция из одних участков в другие. В результате наряду с гнейсовидными мезолизовыми породами возникли, с одной стороны, разновидности пород, обогащенные цветными минералами с максимальной концентрацией Fe, Mg, Ca, с другой, — породы, почти лишенные цветных минералов.

Табл. 6 и диаграмма (рис. 19), вычисленные и составленные по

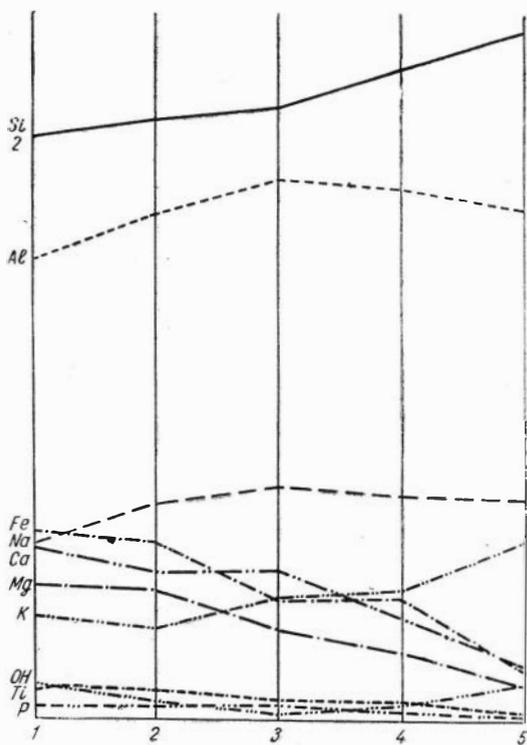


Рис. 19. Диаграмма изменения химических составов щелочных пород Булан-Кульского массива при динамометаморфизме (по методу Т. Барта).

методу Т. Барта, иллюстрируют ход процесса. Вынос из лейкократовых зон Fe, Mg и Ca сопровождался привнесом туда щелочей. Помимо реликтов крупных зерен нефелина, как правило катклазированных, выделяющихся в виде очков среди перекристаллизованного материала, в породе в большом количестве содержится множество мелких ксеноморфных зерен нефелина более свежего облика. В распределении и расположении этих зерен нефелина нет строгого подчинения общему направлению бластических структур, что свидетельствует об их относительно позднем образовании при возникновении гнейсовидных текстур. Привнос калия и алюминия вызвал интенсивную биотитизацию пород, развивающуюся по ослабленным плоскостям. Привнос титана обусловил обильное выделение титаниста, приуроченного обычно к участкам биотита.

Связь метасоматических процессов с тектонически ослабленными зонами, интенсивные преобразования с широко развитыми зонами метасоматически измененных пород говорят о том, что метасоматоз массива носил инфильтрационный характер. Преобразования пород совершались под действием водных растворов, богатых щелочами и минерализаторами, способствовавшими течению процессов. Источником щелочных растворов следует считать щелочную интрузию.

Таким образом, Булан-Кульский щелочной массив является магматическим образованием, возникшим в результате взаимодействия известняков с гранитной интрузией при интенсивном развитии в краевых зонах явлений ассимиляции, гибридизма и контактово-метасоматических процессов. Постмагматические щелочные растворы, обязанные своим происхождением щелочной магме, вызвали альбитизацию щелочных пород, значительно изменившую их первоначальный состав и строение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Булан-Кульский массив не является единственным участком развития щелочных пород на юге Красноярского края. Вдоль всего восточного склона Кузнецкого Алатау отмечено значительное повышение щелочности как в покровах эффузивных пород, так и в занимающих большую пространства щелочных гранитах и сиенитах. К эффузивным породам приурочены штоки тералитов и тешенитов, силлы и дайки берешитов, нефелиновых долеритов и анальцимовых габбро; с гранитами и сиенитами связаны небольшие массивы нефелинсодержащих и нефелиновых сиенитов, в том числе и Булан-Кульский массив, находящийся в южной части этой полосы. Некоторые исследователи (А. Н. Чураков, И. К. Баженов) такую группировку щелочных пород вдоль восточного склона Кузнецкого Алатау считают связанной с системой разломов вдоль периферических зон впадин.

Булан-Кульский щелочной массив расположен в ядерной части антиклинального поднятия, сложенного интенсивно дислоцированными метаморфизованными известняками нижнего кембрия, прорванными гранитной интрузией.

Щелочные породы слагают небольшую согласную интрузивную залежь в контакте известняков с краевой фацией Сырского гранитоидного комплекса, имеющей явные признаки гибридности и отвечающей по составу габбро-диоритам и сиенитам. Массив имеет зональное строение с внутренней структурой, согласной со структурой вмещающих пород. От контакта с известняками к контакту с гранитной интрузией такситовые нефелиновые сиениты сменяются нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами, нефелиновыми диорито-сиенитами и эссекситами.

Химические, петрографические составы и структурные особенности пород свидетельствуют о генетической связи щелочных пород массива с гибридными краевыми фациями Сырского интрузивного комплекса. Особенностью состава щелочных пород Булан-Кульского массива является сравнительно невысокое содержание щелочей при значительном содержании полевошпатовой извести. В связи с этим по химическому составу породы массива занимают промежуточное положение между породами нормального и щелочного рядов.

Формирование щелочного массива связано с заключительными фазами салаирского орогенеза, вызвавшего внедрение крупного Сырского гранитоидного комплекса.

Образовавшийся в результате глубинных реакций взаимодействия гранитной магмы с известняками легко подвижный щелочной расплав, обогащенный летучими компонентами, вследствие нарушения физико-химических равновесий, в частности уменьшения давления, вызванного орогенетическими движениями, устремился в тектонически ослабленную полость. Консолидация щелочного расплава происходила после орогенетических движений, обусловивших мелкую складчатость известняков нижнего кембрия. Подтверждением этому является унаследованный характер внутреннего строения массива.

Высокотемпературный щелочной расплав оказывал интенсивное контактово-метасоматическое воздействие на вмещающие породы, вызвав, с одной стороны, мраморизацию известняков и образование скарированных зон, с другой — повышенную щелочность гибридных диоритов. В результате взаимодействия и ассимиляции с боковыми породами (с известняками и гибридными диоритами краевой фации Сырской интрузии) щелочной расплав обогащался в краевых частях железом и кальцием. Развитые в краевых зонах такситовые нефелиновые сиениты,

эссекситы и нефелиновые диорито-сиениты имеют резко выраженные признаки гибридности в химическом и петрографическом составах и в структурах. Центральная часть массива сложена простыми по составу и структуре нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами.

Взаимоотношения слагающих массив типов пород говорят о формировании массива в две фазы с образованием в первую фазу нефелиновых и нефелинсодержащих сиенитов и их эндоконтактовых фаций и остаточными выжимками во вторую фазу жильных щелочных пород.

После окончательного затвердевания массива более поздние тектонические движения вызвали появление в породах массива ряда нарушений различных направлений и амплитуды. Они же обусловили и образование полосы гнейсовидных пород, зон милонитизации, брекчирования, катаклаза.

Тектоническая подготовка благоприятствовала проникновению и циркуляции по ослабленным плоскостям остаточных щелочных растворов, вызвавших интенсивную альбитизацию пород массива.

Гидротермальные растворы, циркулирующие, вероятно, по тем же трещинам, вызывали интенсивную цеолитизацию пород.

С начальными фазами каледонского орогенеза связано появление новой серии трещин в породах массива, выполненных порфиритами и базальтами нижнего девона.

Геологическое положение, состав, строение и формирование Булан-Кульского массива совершенно аналогичны Тырдановскому массиву, расположенному в другом отроге Кузнецкого Алатау — Батеневском кряже.

Ярд общих черт устанавливается и со щелочными породами гор Сайбар, Бесь, Высокой, приуроченными уже к юго-западному склону Восточных Саян. Все эти массивы нефелиновых и нефелинсодержащих пород, ассоциирующих с гранитами, резко отличаются от другой группы щелочных пород, получивших широкое распространение на территории юга Красноярского края — щелочных габброидов и их эффузивных аналогов. В свое время это было подчеркнуто Б. М. Куплетским (1936), выдвинувшим предположение о существовании в Западной Сибири тех же двух генетических линий образований щелочных пород, что и на Кольском полуострове. В противоположность такому взгляду И. К. Баженов (1945) считал все щелочные породы Западной Сибири производными эссекситовой магмы и объяснял все многообразие минералогического и химического составов пород различными условиями кристаллизации и способностью магмы к легкому расщеплению на части, обогащенные лейкократовыми или меланократовыми составными компонентами. В отличие от нефелиновых сиенитов щелочные габброиды пространственно связаны с эффузивами нижнего девона и образуют среди них небольшие штоки, силлы, дайки довольно однородного состава и простого строения. Резко различаются эти две группы щелочных пород Красноярского края по геологическому положению, генетическим связям, химическому и минералогическому составам, а также по вторичным процессам изменения.

В то же время поражает сходство массивов, сформировавшихся в аналогичных условиях. Тырдановский и Булан-Кульский массивы расположены друг от друга на расстоянии около 200 км. Оба массива находятся в ядерных частях крупных антиклинальных структур, сложенных известняками нижнего кембрия и прорываемыми их гранитами. Тырдановский массив так же, как и Булан-Кульский, приурочен к контакту гибридных пород диоритового состава, являющихся краевой фацией сиенитовой интрузии с известняками. В отличие от Булан-Кульско-

го массива в этом районе щелочные породы развиты отдельными небольшими участками вдоль всей линии контакта гибридных диоритов с известняками на протяжении 12 км.

Так же как и в Булан-Кульском массиве, часть щелочных пород Тырдановского района обладает резкими признаками гибридности. В зависимости от уровня эрозионного среза преобладающее развитие в отдельных участках получают то нефелиновые сиениты с высоким содержанием нефелина, то нефелиновые диорито-сиениты.

В отличие от булан-кульских пород цветные минералы в них представлены арфведсонитом и зональным пироксеном авгитового состава в центральных частях зерен и появлением эгирина составляющей молекулы в краевых частях. В отдельных участках цветной минерал представлен эгирин-авгитом. Благодаря менее глубокому уровню эрозионного среза среди щелочных пород Тырдановского участка чаще встречаются ксенолиты известняков и участки скарнирования, чем в Булан-Кульском массиве. Постмагматические метасоматические процессы проявлены здесь значительно слабее.

В граничащей с Красноярским краем Тувинской автономной области в аналогичных геологических условиях развито также большое количество щелочных массивов, обладающих чертами, свойственными щелочным породам краевых зон геосинклинальных областей: 1) щелочные породы образуют небольшие крутопадающие тела, несогласные с первичной структурой осадочных толщ, но всегда согласные с их слоистостью; 2) щелочные массивы приурочены к крупным региональным разломам на крыльях антиклинальных структур либо к зонам интенсивного дробления в ядрах структур; 3) щелочные породы оказывают интенсивное контактово-метасоматическое воздействие на известняки (В. А. Кононова, 1957; Р. М. Ящина, 1957).

ЛИТЕРАТУРА

- Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау. Вопросы геологии Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1945.
- Белянкин Д. С. К вопросу о петрографическом значении контактных явлений. Международн. геолог. конгресс, тр. 17-ой сессии, т. 5, 1940.
- Билибин Ю. А. О кристаллизации недосыщенной магмы. Проблемы советской геологии, № 11, 1937.
- Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. Зап. Всерос. минералог. об-ва, ч. 69, № 2—3, 1940.
- Вологдин А. Г. Геологические исследования в 1924 г. в р-не г. Сайбара и Большетелецкого Байтака. Изв. Геол. комитета, т. 44, вып. 6, 1925.
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской гранодиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. Советская геология, сб. 51, 1956.
- Дорошко С. М., Чиркова-Залесская Е. Ф. О нижнедевонских отложениях в Северо-Минусинской впадине. ДАН СССР, т. 98, № 1, 1954.
- Журавлева И. Т. О возрасте археоциатовых горизонтов Сибири. ДАН СССР, т. 80, № 2, 1951.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
- Кононова В. А. Уртит-йолитовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании. Изв. АН СССР, № 5, 1957.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизма на примерах некоторых гранитных интрузий Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.
- Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1936.
- Коржинский Д. С. Понятия о геохимической подвижности элементов. Зап. Всесоюзн. минералог. об-ва, ч. 71, № 3—4, 1942.
- Коржинский Д. С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. ДАН СССР, нов. сер., т. 78, № 1, 1951.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях, 1955.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7, 1956.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Матер. II Всесоюзн. петрограф. совещ., 1958.
- Кузнецов Е. А. Реакционный принцип и его значение для образования некоторых горных пород. В кн. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения. Изв. ВСЕГК, т. IX, вып. 4, 1929.
- Кузнецов Ю. А. Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае. Вестн. Зап.-Сиб. геол.-развед. треста, вып. 3, Томск, 1933.
- Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. В кн. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1955.
- Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. АН СССР, № 2, 1936.
- Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Изв. АН СССР, петрография СССР, сер. 2, вып. 3, 1937.
- Луцицкий И. В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба. ДАН СССР, т. 116, № 2, 1957.
- Луцицкий И. В. Нефелиновые руды и щелочные породы юга Красноярского края. Тр. Красноярск. комплексн. экспед. СОПС АН СССР, вып. 2, 1959.

- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Полевая Н. И. Абсолютный возраст некоторых магматических комплексов СССР по данным аргонового метода. Геохимия. № 5, 1956.
- Покровская Н. В., Зайцев Н. С. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, № 6, 1950.
- Полканов А. А. Генезис тералитов и тералитовых гнейсов плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес. Уч. зап. ЛГУ, № 45, вып. 8, 1940.
- Полканов А. А. К вопросу гетерогенности фойяитов. Изв. АН СССР, № 3, 1943.
- Рачковский И. П. Пуласкит из юго-западной части Енисейской губернии. Изв. Российск. Академии наук, 1910.
- Рачковский И. П. К вопросу о породах щелочного ряда юго-западной части Енисейской губернии. Зап. Рос. минералог. об-ва, сер. 2, т. 48, 1912.
- Рачковский И. П. Сообщение в Минералогическом обществе. Зап. Рос. минералог. об-ва, сер. 2, т. 51, 1923.
- Саранчина Г. М. Щелочные породы массива г. Сайбар. Уч. зап. ЛГУ, № 45, вып. 8, 1940.
- Соболев В. С. О терминах «щелочной амфибол» и «щелочной пироксен». Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Федоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сыдинского района. Матер. ВСЕГЕИ, обш. сер., сб. 8, 1948.
- Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау. История его геологического развития и его геохимические эпохи. В сб. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
- Эдельштейн Я. С. Геологические исследования, проведенные в юго-восточной части Минусинского уезда в 1909 г. ГИЗОС, вып. 12, 1912.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточных Саян. В сб. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
- Эккерман Г. Происхождение и классификация щелочных пород Швеции. 17-й Международн. геол. конгресс, 1939.
- Яшина Р. М. Щелочные породы юго-восточной Тувы. Изв. АН СССР, № 5, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
История изучения щелочных пород массива	5
Краткий геологический очерк района	7
Геологическое строение массива	13
Петрографическая характеристика пород	19
Гибридные породы диоритового состава	21
Эссекситы	24
Нефелиновые диорито-сиениты	30
Порфиroidные нефелиновые диорито-сиениты	35
Нефелинсодержащие и нефелиновые сиениты	37
Жильные породы	46
Петрохимические особенности щелочных пород	50
Генезис щелочных пород Булан-Кульского массива	57
Магматический этап образования пород массива	57
Явления гибридизма в щелочных породах	58
Постмагматические метасоматические преобразования щелочных пород	62
Заключение	65
Литература	68

О. И. Шохина

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ БУЛАН-КУЛЬСКОГО МАССИВА

Редактор *Л. В. Шалина.*
Художественный редактор *В. И. Желнин.*
Технический редактор *А. Ф. Мазурова.*
Корректоры: *И. П. Зайцева, Е. Ф. Ковырина.*

Сдано в набор 25 марта 1961 г. Подписано в печать 8 сентября 1961 г. МН 03345. Бумага 70×108/16.
4,5 печ. л. = 6,2 усл. печ. л., 6 уч.-изд. л. Тираж 1000.

Издательство Сибирского отделения Академии наук СССР, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 301.
Типография № 1 Полиграфиздата, Новосибирск, Красный проспект, 20.
Цена 42 коп.

КНИГИ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АН СССР

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ

Ю. П. Никольская. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. 1961 г., 181 стр.+4 вкл., 1000 экз., 1 р. 37 к.

Гипсы и мергели Кулундинской степи. 1961 г., 107 стр.+5 вкл., 1000 экз., 0—64 к.

А. Н. Киргинцев. Математическая теория процессов зонной плавки. 1960 г., 72 стр., 2000 экз., 0—35 к.

Редкие щелочные элементы. 1960 г., 100 стр., 1000 экз., 0—63 к.

Затвердевание и охлаждение отливок. 1960 г., 64 стр., 1000 экз., 0—33 к.

Получение окиси алюминия и щелочей путем спекания боксита с сульфатом натрия и восстановителем. 1960 г., 143 стр., 1000 экз., 0—95 к.

Заявки на издания направлять по адресу:

Новосибирск, Советская, 20, Издательство СО АН СССР,
комн. 401.

Книги высылаются наложенным платежом.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
7	4 снизу	... 7 — границы 7 — граниты ...
8	9 снизу	1 — четвертичная система; 2 — каменноугольная система; девонская система; 3 — верхний отдел;	1 — четвертичная система; девонская система; 2 — средний отдел, известняки; 3 — нижний отдел;

Щелочные породы Булан-Кульского массива