MIDDLE PALEOZOIC INTRUSIONS OF THE GRANITES AND SUENITES OF THE KUZNETSK ALATAU AND OF THE NORTHWESTERN PART OF EAST SAUAN

PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk · 1974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 177

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 177

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1974

УДК 552.3(571.51)(571.17)

Работа представляет собой первую монографическую сводку по среднепалеозойским интрузиям гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. В ней рассмотрены как частные вопросы геологии и петрографии отдельных интрузивных массивов, так и общие особенности их состава, территориального распространения, тектонического положения, условий формирования, формационной принадлежности и т. д. Особое внимание уделено зависимости состава этих интрузий от состава сопутствующих им вулканогенных комплексов девона и выяснению региональных закономерностей изменения продуктов девонского магматизма Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна в различных по типу структурах.

Работа рассчитана на специалистов, интересующихся геологией и магматизмом Алтае-Саянской складчатой области и общими вопросами субсеквентного магматизма областей активизации.

This book is the first one concerned to granitic and sienitic intrusives of Kuznetsk Alatau and nort-west East Sayan Range. Particular features of geology and petrology many plutons are discriebed, and general questions of their composition, regional locality, tectonic position, conditions of development, formational (as suggested Ju. A. Kuznetsov) belongment are discussed. The special attention is given to the correlation between compositions of plutons and associated volcanic rocks as well as to regional compositional variations of volcanic-plutonic assemblages in the different tectonic structeres.

This book may be useful to geologist dealing with general questions of subsequent magmatism of regions of activisation.

Авторский коллектив: *В. И. Богнибов, В. Н. Довгаль, Г. В. Поляков, А. Е. Телешев, Г. С. Федосеев*

Ответственный редактор академик *Ю. А. Кузнецов*

Composite autors: *V. I. Bognibov, V. N. Dovgal, G. V. Poljakov, A. E. Teleshev, G. S. Fedoseev*

Respocible editor acad. *Ju. A. Kuznetsov*

С $\frac{20805—742}{055(02)—74}$ 679—72

© Издательство «Наука», 1974.

ВВЕДЕНИЕ

В ряду магматических формаций областей активизации важная роль принадлежит базальт-андезит-липаритовым ассоциациям и сопряженным с ними интрузиям. Они распространены чрезвычайно широко, проявляются в разнообразных структурных обстановках и весьма изменчивы в петрографическом отношении. Такая особенность их благоприятна для выяснения постоянно привлекающих к себе внимание геологов зависимостей характера и состава магматических формаций от тектонических условий, в которых они находятся. Вместе с тем это очень осложняет типизацию формаций данной группы, так как большое разнообразие и изменчивость их петрографических черт влечет за собой необходимость выделения большого числа различных по своему характеру породных ассоциаций с весьма различными количественными соотношениями и качественными характеристиками пород основного, среднего и кислого состава.

Другим примечательным свойством магматических формаций этой группы является их эффузивно-интрузивный характер, обусловленный генетической общностью эффузивов с близкими к ним по составу, времени и месту проявления интрузиями. Однако прямые связи эффузивных и интрузивных образований устанавливаются в данном случае далеко не всегда, ибо там, где вскрываются наиболее явные и типичные интрузивные тела, соответствующие по составу и возрасту эффузивные толщи обычно оказываются снятыми денудацией и в большей своей части уничтоженными. В силу этого ассоциации базальт-андезит-липаритового ряда описываются чаще всего как собственно эффузивные. Сопряженные же с ними интрузии характеризуются либо особо, либо в составе вулканогенных комплексов в качестве сугубо второстепенных их членов.

Рассмотренные особенности формаций базальт-андезит-липаритовой группы относятся в полной мере к девонским вулканическим комплексам центральной части Алтае-Саянской складчатой области, формирование которых связано с заложением и развитием в пределах байкальских и каледонских структур этого региона среднепалеозойских межгорных впадин: Рыбинской, Назаровской, Минусинских, Кузнецкой, Тувинской и др.

Взаимоотношения разных типов девонских вулканических ассоциаций и причины изменчивости их составов в разных районах центральной части Алтае-Саянской области понимались и понимаются до сих пор весьма различно. Наиболее широко распространено мнение, согласно которому существенно базальтоидные комплексы внутренних частей впадин и базальт-андезит-липаритовые ассоциации разделяющих эти впадины поднятий по существу одновозрастны и сменяют друг друга в латеральном направлении (Лучицкий, 1960, 1966; Кен, 1962; Моссаковский, 1963б; Скобелев, 1963; Поляков, 1971). Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус

(1962) и А. Д. Шелковников (1965), исходя из данных по северо-восточному обрамлению Минусинского прогиба и южной части Рыбинской впадины, пришли к выводу о разновременности проявлений кислого и базальтоидного вулканизма в девоне. При этом кислые эффузивы объединяются в более раннюю имирскую свиту, возраст которой датируется нижним девоном, а трахибазальты и ассоциирующие с ними базальты и андезиты выделяются в тонскую свиту среднедевонского возраста. Однако такое деление наталкивается, как это будет показано в дальнейшем, на ряд трудностей, причем не только в других районах, но и там, где оно впервые было произведено.

Анализируя девонский вулканизм центральных районов Алтае-Саянской области в целом и сопоставляя различные стратиграфические схемы девонских вулканогенных отложений этого региона, легко заметить, что последовательность формирования кислых и основных эффузивов бывает самая различная. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных толщ по этому признаку, по-видимому, невозможно. В то же время резкие, часто кардинальные различия в строении этих толщ в разных, иногда близких по местонахождению районах, свидетельствуют о значительной фациальной изменчивости продуктов вулканизма по латерали и соответственно об автономном характере вулканической деятельности в это время в разных районах.

Таким образом, весьма важной и назревшей задачей в изучении девонского вулканизма межгорных впадин Алтае-Саянской области можно считать исследование его латеральной изменчивости для выяснения зависимости характера вулканизма от структурных условий его проявления. Такие исследования уже предпринимались. В частности, предложенное в свое время А. А. Моссаковским (1963б) и И. В. Лучицким (1966) разделение девонских вулканогенных ассоциаций этого региона на два сменяющих друг друга по латерали типа (базальтовый или трахибазальтовый в пределах наложенных впадин и андезито-дацит-липаритовый или порфировый на поднятиях и в унаследованных прогибах) является в этом плане весьма значительным достижением. Однако сейчас этого уже недостаточно, ибо изменчивость продуктов девонского вулканизма оказывается намного сложнее. В последние годы появились данные, свидетельствующие о том, что выделенные И. В. Лучицким и А. А. Моссаковским типы ассоциаций также существенно варьируют по составу, причем в этих изменениях намечаются новые интересные тенденции. Кроме того, в исследованиях латеральной изменчивости продуктов девонского вулканизма алтае-саянских межгорных впадин явно недооценивались до сих пор сопряженные с эффузивами интрузии, характер которых, как это сейчас выясняется, меняется в полном соответствии с изменением характера эффузивных комплексов. В связи с этим обращает на себя внимание тот факт, что девонские интрузивные комплексы центральных районов Алтае-Саянской области вообще изучены и охарактеризованы в литературе несравненно слабее эффузивных. По ним нет ни одного сводного описания с обобщением данных по району в целом, нет обобщенной характеристики и наиболее типичных их представителей. Вместе с тем необходимость в этом назрела, имеются сейчас для этого и все условия.

В настоящей работе дается сводное обобщенное описание девонских интрузий гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна.

Авторы благодарны В. А. Широких и З. Г. Поляковой за помощь в обработке петрохимических данных, Н. Г. Грязновой и П. И. Шамшуриной — за помощь в оформлении работы и графики к ней.

ГЛАВА 1

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

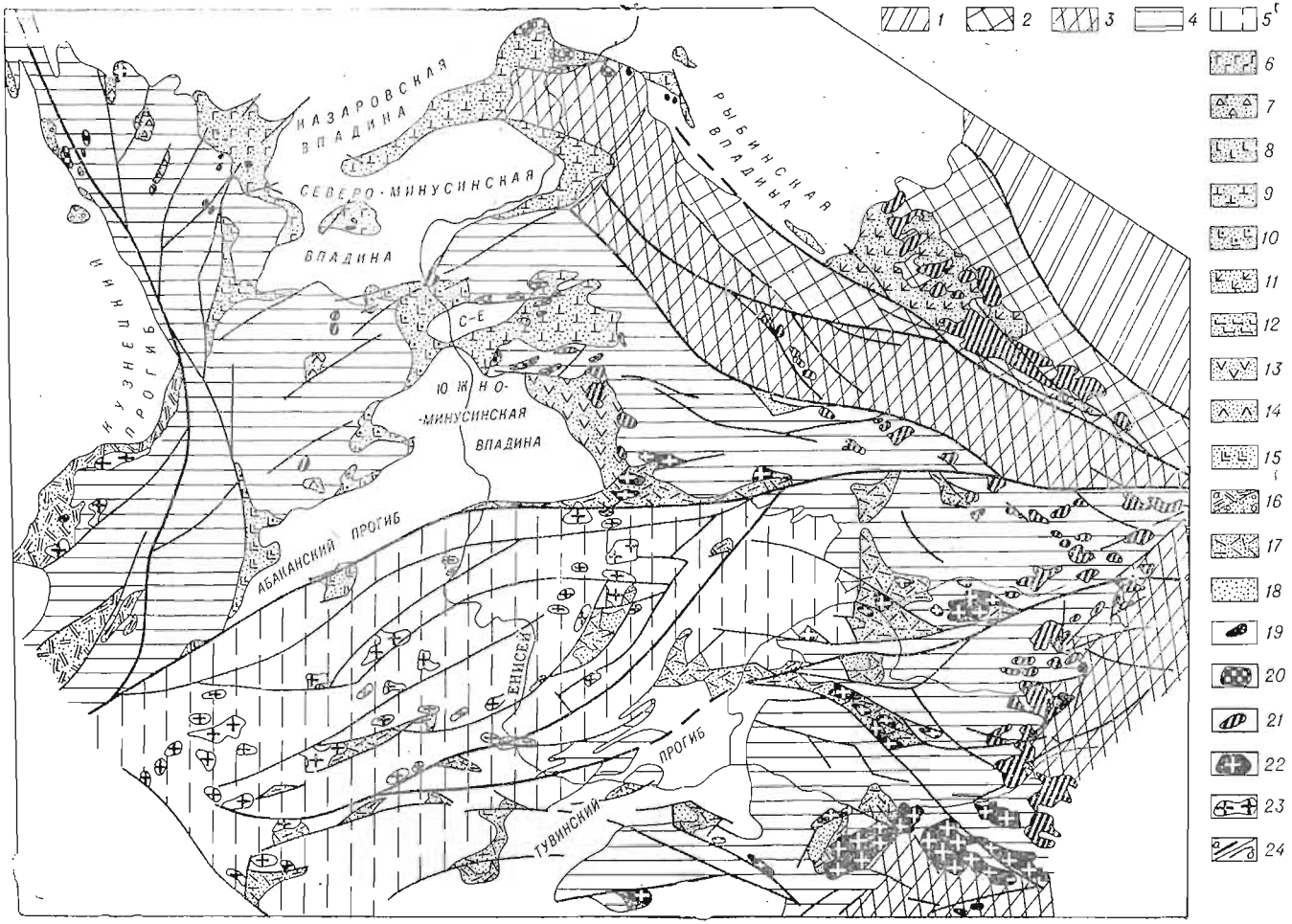
Центральная часть Алтае-Саянской складчатой области, расположенная между Сибирской платформой и варисской геосинклинальной зоной Горного Алтая и Монголии, представляет собой подвижную область разновременной (байкальской, салаирской и каледонской) консолидации сложного неоднородного строения. Эта неоднородность сказалась и на характере образовавшихся здесь в среднем палеозое на фоне оформившегося к силуру обширного сводового поднятия межгорных впадин, которые отличаются друг от друга рядом особенностей, включая особенности вулканизма, связанного с их заложением и развитием.

Наиболее значительны из известных на этой территории средне-палеозойских впадин Рыбинская, Назаровская, Северо-Минусинская (Чебаково-Балахтинская), Сыдо-Ербинская и Южно-Минусинская, а также несколько отличные и более сложные по своему строению Кузнецкий и Тувинский прогибы (рис. 1). Среди них различаются два типа структур: 1) наложенные межгорные впадины северо-восточных, примыкающих к Сибирской платформе районов байкальской и салаирской (раннекаледонской) складчатости и 2) структуры типа сложных унаследованных прогибов, расположенных в южных районах, в пределах поздних каледонид, граничащих на юго-западе с варисской геосинклиналью.

К первому типу структур относится прежде всего Рыбинская впадина, возникшая в среднем палеозое вследствие опускания северо-восточного края силурийского свода в зоне Главного разлома Восточного Саяна, по которой сопрягаются древние складчатые структуры этого региона с Сибирской платформой. Это ярко выраженная наложенная впадина, характеризующаяся резко обозначенным асимметричным строением. Она вытянута в юго-восточном направлении вдоль Главного разлома и глубоко вдается в приплатформенную область Протеросаяна. Рыбинская впадина имеет наименьшую (около трех километров) из всех среднепалеозойских прогибов мощность девонских отложений *.

К группе структур наложенного типа относится также северная часть Минусинского прогиба, включающая Назаровскую, Северо-Минусинскую и Сыдо-Ербинскую впадины. Особенно значительна по площади и масштабам девонского вулканизма Северо-Минусинская впадина, известная, кроме того, под названиями Чулымо-Енисейской и Чебаково-Балахтинской. Это типично наложенная структура, образовавшаяся в среднем палеозое на салаирском (раннекаледонском) складчатом основании. Она ограничена на севере Солгонским, на западе Саралинским, на юге и юго-востоке соответственно Батеневским и Беллыкским поднятиями; на востоке она граничит с более древними структурами

* Здесь и далее мощности девонских отложений межгорных впадин даются по В. С. Мелещенко (1956).



НАЗАРОВСКАЯ ВПАДИНА
СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА
РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА
КУЗНЕЦКИЙ ПРОГИБ
С-Е
ЮЖНО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА
АБАКАНСКИЙ ПРОГИБ
ЕНИСЕЙ
ТУВИНСКИЙ ПРОГИБ
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Рис. 1. Размещение девонских вулканических и интрузивных комплексов в структурах центральной части Алтае-Саянской складчатой области.

1 — осадочный чехол Сибирской платформы; *2* — краевые поднятия фундамента платформы; *3* — область протерозойской (байкальской) складчатости (поднятия Протеросаяна, Сангилена и др.); *4* — структуры раннекаледонской (салаирской) складчатости; *5* — зона поздней стабилизации каледонид (структуры позднекаледонской складчатости). Девонские вулканические ассоциации: *6* — трахибазальт-базальтовая; *7* — трахибазальт-андезитовая; *8* — трахиандезит-трахибазальт-базальтовая; *9* — липарит-трахит-трахиандезит-базальтовая; *10* — трахиандезит-базальтовая; *11* — базальт-трахиандезит-трахит-липаритовая; *12* — ассоциация преимущественно основных эффузивов (нелсного типа); *13* — трахит-липарит-андезит-базальтовая; *14* — трахилипарит-андезитовая; *15* — андезит-базальтовая; *16* — липарит-дацит-андезитовая с преобладанием *а* — кислых эффузивов, *б* — среднеосновных и основных пород; *17* — базальт-андезит-липаритовая; *18* — девонские осадочные отложения. Девонские интрузии: *19* — щелочно-габброидные и полит-уртитовые; *20* — существенно сиенитовые с щелочными и нефелиновыми сиенитами; *21* — сиенит-гранитные; *22* — существенно гранитные (граносиенит-гранитные); *23* — гранитные; *24* — разломы: *а* — глубинные, *б* — второстепенные.

Протеросаяна. Внутреннее строение этой впадины имеет резко выраженный глыбовой характер. Оно осложнено многочисленными геоантиклинальными поднятиями, коробчатыми складками, флексурами и разломами. Суммарная мощность девонских отложений в данном случае несколько большая, чем в Рыбинской впадине (около 5 км). К Северо-Минусинской очень близки по своему характеру и расположению Сыдо-Ербинская и Назаровская впадины. Первая отличается лишь меньшими размерами и более простым внутренним строением, вторая характеризуется весьма ограниченным распространением палеозойского осадочного чехла, закрытого на большей части площади покровом рыхлых мезозойских осадков.

Особое место в Минусинском прогибе занимает Южно-Минусинская впадина. Эта структура, примыкающая на юге к каледонидам Западного Саяна, обладает целым рядом специфических черт, существенно отличающих ее от северных типично наложенных впадин. Прежде всего эта впадина не замкнута, а связана, как это показано И. В. Лучицким (1960) и А. А. Моссаковским (1963а), через расположенный в юго-западной ее части Абаканский прогиб со среднепалеозойскими варисскими прогибами Горного Алтая. Для нее характерен значительно более полный и мощный разрез среднепалеозойских осадочных отложений, мощность которых достигает 8 км. Глыбовая тектоника проявлена здесь несравненно слабее, чем в северных впадинах.

Рассмотренные особенности наиболее резко выражены в Абаканском и Амыл-Кандатском прогибах, составляющих южную, прилегающую к Западному Саяну часть Южно-Минусинской впадины. Расположенный в юго-западном углу впадины Абаканский прогиб характеризуется существенно терригенным молассоидным типом разреза нижне-среднедевонских отложений, которые вполне согласно, без перерыва перекрываются осадочными отложениями средне-верхнепалеозойского возраста. Сравнительный анализ особенностей строения и состава слагающих толщ Абаканского и соседнего с ним Уймено-Лебедского прогибов свидетельствует о большом их сходстве. Это позволило А. А. Моссаковскому (1963а) объединить обе структуры в единый седиментационный бассейн, который имел характер внешнего геосинклинального прогиба, развивавшегося под влиянием Ануйско-Чуйской варисской геосинклинали. Расположенный на северо-восточном продолжении той же зоны Амыл-Кандатский прогиб, судя по всему, связан с Абаканским, но, будучи сопряженным с системой крупных региональных разломов, характеризуется явно большим участием в составе слагающих толщ вулканогенных комплексов. Таким образом, Южно-

Минусинская впадина, во всяком случае южная, примыкающая к каледонидам Горного Алтая и Западного Саяна ее часть, существенно отличается от наложенных впадин, приближаясь по своей позиции и характеру ко второй группе структур типа унаследованных прогибов.

К структурам второго типа относятся Кузнецкий и Тувинский прогибы. Кузнецкий прогиб, близкий по месту и времени формирования к Колывань-Томской варисской геосинклинальной зоне, характеризуется большой мощностью и значительной дислоцированностью не только средне-, но и верхнепалеозойских отложений. В. А. Кузнецов (1954) определяет его как межгорный прогиб с режимом вторичных геосинклиналей по отношению к каледонидам и как поперечный краевой прогиб в варисской структуре. Сформировался Кузнецкий прогиб в среднем палеозое в результате дальнейшего погружения и расширения раннепалеозойского геосинклинального прогиба восточной части Салаирского кряжа.

Наиболее ярким примером унаследованных прогибов центральных районов Алтае-Саянской области считается Тувинский прогиб (Зайцев, 1957). В. А. Кузнецов (1954) относит его, как и Кузнецкий, к структурам типа краевых прогибов, связывая его развитие с развитием расположенной к югу Монгольской варисской геосинклинальной зоны. Тувинский прогиб в западной и центральной его частях развивался на позднекаледонском складчатом основании, образованном отложениями ордовика и кембрия. В составе слагающих прогиб толщ, суммарная мощность которых достигает 10 км, наряду со среднепалеозойскими значительное место занимают верхнепалеозойские отложения. В этих районах прогиб формировался как типично унаследованная структура. Иной характер имеет его восточная часть, развивающаяся на структурах ранней консолидации: байкалидах Восточно-Тувинского массива и примыкающих к нему салаиридах Восточной Тувы. Здесь он представлен мелкими разобщенными мульдами и ограниченными разломами, грабенообразными впадинами наложенного типа (Самагалтайской, Балгазикской, Бельбейской, Торахемской и др.). Эти структуры характеризуются меньшими мощностями и иным составом слагающих толщ, представленных преимущественно вулканогенно-осадочными комплексами.

Таким образом, среднепалеозойские прогибы центральной части Алтае-Саянской области далеко не одинаковы в структурном отношении. При прослеживании изменений их характера в юго-западном направлении от прилегающих к Сибирской платформе областей протерозойской и салаирской консолидации к варисцидам Горного Алтая и Монголии устанавливается четко выраженная тенденция, заключающаяся в последовательной смене межгорных впадин наложенного типа с относительно малыми мощностями слагающих толщ структурами типа унаследованных прогибов с мощными толщами не только среднепалеозойских, но и верхнепалеозойских отложений. Наряду с этим имеются более частные, но порой весьма существенные различия в строении разных частей прогибов.

С особенностями строения среднепалеозойских прогибов и отдельных структурных их элементов хорошо увязываются особенности свойственного им девонского вулканизма. Девонские вулкано-плутонические комплексы варьируют по составу очень широко и характеризуются в каждом случае своими специфическими особенностями. Вместе с тем в изменениях их состава улавливаются некоторые общие закономерности, которые обычно соответствуют изменениям структурного плана регионов. Чтобы увидеть эти зависимости, а также более тонкие специфические черты девонских вулкано-плутонических ассоциаций, находящих-

ся в различных обстановках, рассмотрим эти ассоциации на примерах главнейших среднепалеозойских прогибов.

На территории Рыбинской впадины девонские вулканогенные комплексы развиты относительно слабо (см. рис. 1). Они находятся в северо-западной (район р. Березовки) и юго-западной (междуречье Кана и Кужо) частях впадины. Это наиболее прогнутые ее участки, прилегающие к горной системе Протеросаяна. Девонские эффузивы, изучавшиеся здесь при геологических съемках И. П. Жуйко, В. С. Беззубцевым, С. М. Макаровым, В. П. Богадицей и другими геологами КГУ, включаются в состав либо карымовской (Даценко, Бондарева, 1970), либо хуторской (Анатольева, 1964) свит. Заметно шире распространены продукты девонского вулканизма в соседних структурах горного обрамления впадины и особенно в пределах Агульско-Тагульского прогиба, находящегося на юго-восточном ее продолжении, также в зоне Главного разлома, но уже в пределах горных сооружений Протеросаяна. Девонские эффузивы и сопряженные с ними субвулканические интрузии фиксируются и в более восточных районах зоны Главного разлома в связи с мелкими среднепалеозойскими грабенами и мульдами, вытянутыми цепочкой вдоль разлома. Наконец, продукты девонского магматизма описываются в пределах девонских депрессий (например, Северинской) в смежных районах Южно-Енисейского кряжа (Даценко, Бондарева, 1970).

Характер девонских вулканогенных комплексов внутренних частей впадины и горного ее обрамления в значительной степени разный. Эффузивы в районах рек Березовки и Кана (собственно Рыбинская впадина) представлены преимущественно базальтоидами: диабазами, диабазовыми, лабрадоровыми и андезитовыми порфиритами, среди которых широко распространены породы повышенной щелочности: трахибазальты, трахидолериты и трахиандезиты. Имеющие подчиненное значение менее основные разности пород также характеризуются высокой щелочностью, среди них обычны трахиты и фонолиты. Таким образом, с учетом качественного состава и количественных соотношений пород эта ассоциация может быть названа трахиандезит-трахибазальт-базальтовой *. Возраст этой ассоциации однозначно не установлен. Большинством исследователей она относится к эйфелю, однако объективно ее возрастной диапазон находится в рамках ранний — средний девон. Предполагается, что интрузивными аналогами эффузивов являются в данном случае щелочно-габброидные интрузии черносопкинского комплекса, вскрывающиеся в приповерхностной и жерловой фациях вблизи эффузивов района р. Березовки (северо-западная окраина впадины). В составе интрузий описываются эссекситы, трахидолериты и тингуаиты (Кузнецов, 1932; Макаров, 1963).

Анализ петрохимических свойств эффузивного и интрузивного комплексов свидетельствует о высокой в общем основности и явно повышенной щелочности всей ассоциации, причем это в равной степени относится и к эффузивным, и к интрузивным породам. Основные разности эффузивов характеризуются сравнительно небольшими отклонениями от нормальных щелочно-земельных базитов. Крайняя, наиболее основная, группа пород близка по химическому составу к стандартным типам базальтов, отличаясь лишь немного более высокой щелочностью (рис. 2). По величине щелочного модуля она относится к щелочным габброидам, располагаясь в поле эссекситовых габбро (см. рис. 16). Менее основные породы базальтовой группы характеризуются явно большей щелоч-

* Здесь и далее сложные названия породных ассоциаций строятся по принципу перечисления ведущих типов пород в порядке нарастания относительных их количеств.

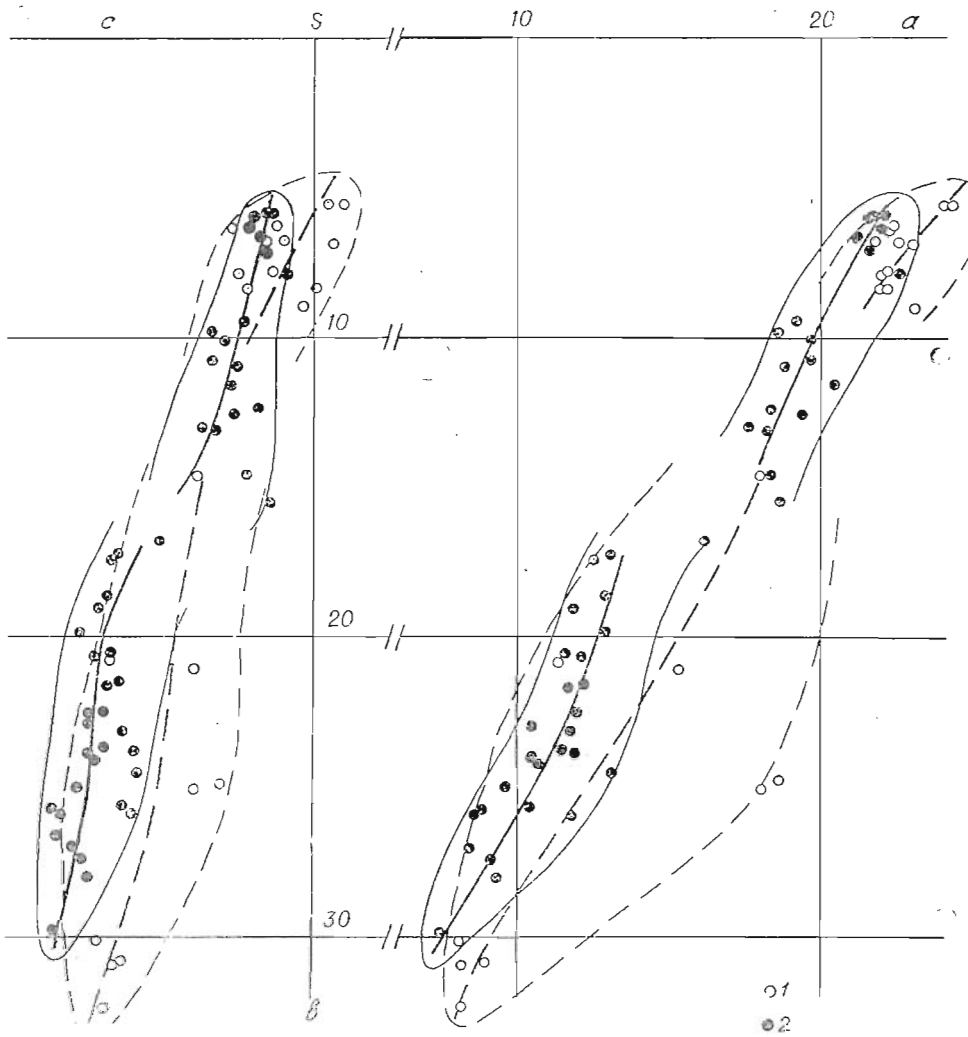


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований Рыбинской впадины (по данным Ю. А. Кузнецова, И. В. Лучицкого и А. И. Анатольевой, С. И. Макарова и В. П. Богадицы).

ностью. На этой же диаграмме они сосредоточены в подавляющем большинстве в поле тефритов и эссекситов, а их разности, обогащенные кремнеземом, приближаются по составу к шошонитам (базальто-трахитам). Эффузивы средней основности относятся к категории типичных щелочных пород, располагаясь (за немногим исключением) выше линии раздела щелочных и щелочно-земельных пород, и отвечают по составу трахиандезитам. Наконец, наиболее салические разности характеризуются самыми высокими значениями щелочного модуля, соответствующими щелочным трахитам.

Породы черносопкинского интрузивного комплекса в общем очень близки по химизму к эффузивам р. Березовки. Основные их разности отличаются более высокой по сравнению с эффузивами той же основности щелочностью, отвечая в ряде случаев трахидолеритам и эссекситам (см. рис. 2 и 16). Интрузивные же породы средней и низкой основности полностью эквивалентны соответствующим эффузивам. Они отвечают по составу трахиандезитам, щелочным сиенитам и щелочным

трахитам. Обращает на себя внимание то, что в составе девонских эффузивов и интрузий собственно Рыбинской впадины нет кислых пород гранит-липаритового ряда (граносиенитов, гранитов и липаритов).

Иначе выглядит девонская вулкано-плутоническая ассоциация Агульско-Тагульского прогиба, расположенного на юго-восточном продолжении Рыбинской впадины в пределах ее горного обрамления (поднятие Протеросаяна). Здесь широко распространены кислые продукты девонского вулканизма: трахилипариты и липариты — среди эффузивов, граносиениты и аляскитовые граниты — в составе интрузий.

В этой структуре девонские эффузивы занимают обширную площадь, охватывающую бассейны рек Агула и Малого Тагула. Вместе с ассоциирующими с ними туфами и туфогенными породами они образуют агульскую (тагульскую) вулканогенную свиту, мощность которой оценивается по-разному: в 2500—3000 м — Л. П. Зоненшайном и в 1800—2000 м — В. Е. Дибровым (1964). По данным В. М. Даценко, в составе девонских вулканогенных отложений этого района выделяются три толщи. Нижняя сложена преимущественно диабазами, диабазовыми, лабрадоровыми и андезитовыми порфиритами, трахиандезитами и андезитами при подчиненном значении кислых эффузивов. В средней толще преобладают кислые и субщелочные породы: фельзиты, липариты, трахилипариты и ортофиры. Широко распространены пирокласты соответствующего состава, эффузивы средней и высокой основности играют подчиненную роль. В верхах разреза значение основных и средних эффузивов вновь возрастает. В целом эта ассоциация вулканогенных пород может быть названа базальт-трахиандезит-трахит-липаритовой.

В полях девонских эффузивов Агульского района в четко выраженных эрозионных окнах, где вскрываются нижняя сероцветная толща основных и среднеосновных эффузивов и подстилающие ее древние метаморфические комплексы нижнего структурного яруса, встречаются многочисленные небольшие по размерам интрузивные тела граносиенитов и субщелочных аляскитовых гранитов. Эти тела имеют форму межформационных интрузивных залежей, формировавшихся вдоль пологих поверхностей налегания девонских эффузивов на отложения протерозойско-кембрийского структурного этажа. Соответственно вмещающими для них являются в большинстве случаев основные и средние эффузивы низов девонской вулканогенной толщи, а также подстилающие эти эффузивы более древние отложения. По составу же они идентичны субщелочным кислым эффузивам, залегающим выше по разрезу. Сходство химизма субщелочных кислых эффузивов и гранит-сиенитовых интрузий этого района иллюстрируется диаграммой (рис. 3), на которой те и другие представлены идеально совпадающими роями фигуративных точек. В данном случае, сравнительно с собственно Рыбинской впадиной, наблюдается вполне согласованное изменение составов породных ассоциаций эффузивного и интрузивного комплексов в сторону повышения роли в них субщелочных кислых пород, включая породы нормального щелочно-земельного ряда (граниты и липариты.) Несмотря на некоторую разобщенность в разрезе субщелочных кислых эффузивов и эквивалентных им по составу гранит-сиенитовых интрузивов, есть основания предполагать значительную близость их возраста. Об этом свидетельствуют определения калий-аргонового возраста эффузивных и интрузивных пород Гутаро-Агульского района, полученные по нашим материалам в лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсовым.

Роль продуктов кислого магматизма в составе девонских вулкано-плутонических ассоциаций еще более возрастает в восточных районах зоны Главного разлома в пределах собственно Протеросаяна, который

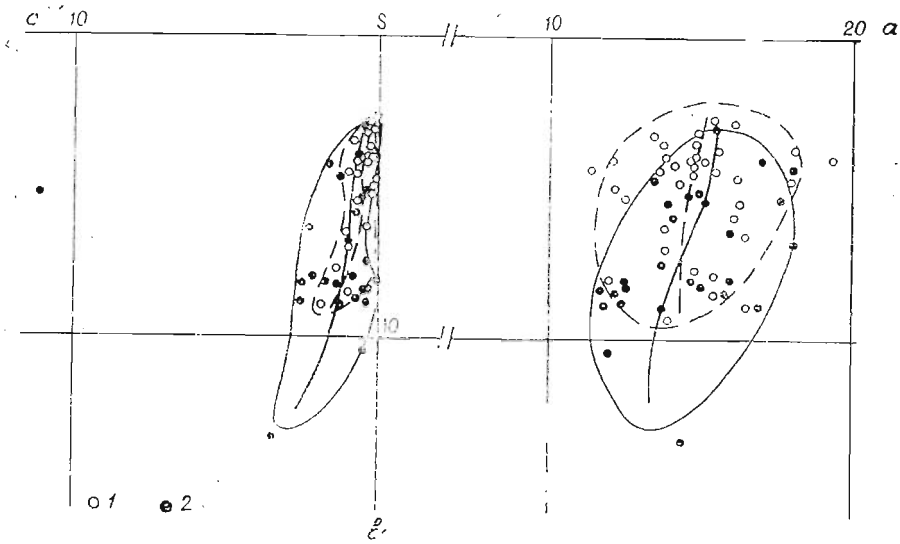


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований Агульского района (по данным авторов и В. М. Даценко).

представлял собой в девонское время обширное устойчивое поднятие. Здесь в условиях активизировавшегося в девоне глубинного разлома господствуют интрузии гранитов и сиенитов. Эффузивные комплексы имеют подчиненное значение. Они встречаются в мелких мульдах и грабенообразных впадинах, располагающихся вдоль разлома. По своему составу девонские эффузивы этого района близки к эффузивам Агульско-Тагульской структуры. В средней части зоны Главного разлома между реками Удой и Тагулом в их составе также выделяются две толщи (Берзин, Клитин, 1961; Алексеева, 1962; Дибров, 1964; и др.). В нижнюю объединяются андезитовые, лабрадоровые и диабазовые порфириты и редкие маломощные покровы кислых лав: фельзитов, фельзит-порфиров и ортофиров. К верхней относятся трахиты, трахилипариты, трахиандезиты, фельзиты и фельзит-порфиры, основные эффузивы здесь также присутствуют, но в несравненно меньших количествах. Еще юго-восточнее, в области сопряжения Главного и Окинского разломов, проявились лишь кислые эффузивы, представленные кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзит-порфирами и их пирокластической фацией (Гордиенко, Шмотов, 1965). С субщелочными кислыми эффузивами увязываются вскрывающиеся в их полях мелкие интрузивы сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров и гранит-порфиров. В пределах Главного разлома, являвшегося, по-видимому, в это время мощным, протяженным магмоводом, девонские интрузии представлены более крупными трещинными телами, уходящими на большие глубины. В их составе описываются субщелочные лейкократовые граниты, аляскиты, граносиениты, кварцевые сиениты, нордмаркиты, эгирин-рибекитовые граниты, щелочные и нефелиновые сиениты (огнитский комплекс). Таким образом, в данном случае четко выражена тенденция увеличения количества продуктов кислого магматизма в составе девонских вулкано-плутонических комплексов при выходе их из Рыбинской впадины в обрамляющие ее горные сооружения Протеросаяна.

Подобным образом меняется характер девонского вулканизма и в соседней с Рыбинской Северо-Минусинской впадине. Это несравненно бо́льшая по площади и значительно более сложная по своему строению

структура также характеризуется резко выраженной асимметричностью, проявившейся и в характере девонского вулканизма.

В северо-западной, обращенной к Кузнецкому Алатау, части Северо-Минусинской впадины в составе девонских вулкано-плутонических комплексов господствуют продукты базальтового магматизма, обладающие четко выраженным щелочным характером (Лучицкий, 1960, Баженов, 1963). Здесь в бассейне рек Урюп, Базыр, Берешь и Печище развиты лавы и туфы оливиновых, редко безоливиновых диабазов, базальтов, эссексит-диабазов, трахибазальтов, нефелиновых и нефелин-анальцимовых диабазов, нефелинитов, трахиандезитов и андезитовых порфиритов; сравнительно редко встречаются ортофиры и фонолиты. Эта ассоциация совместно с существенно основными вулканогенными породами несколько более южных районов западного обрамления Минусинского прогиба выделяется в качестве нижне-среднедевонской трахибазальт-базальтовой формации (Довгаль, 1969). Перечисленные эффузивы прорваны мелкими штоками и дайкообразными телами щелочных и нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиров, уртитов, нефелиновых монцонитов, тералит-сиенитов, тералитов, берешитов, ийолитов, тингуаитов и плагиопорфиров. Таким образом, в петрографическом отношении эффузивы и интрузии данной части Северо-Минусинской впадины аналогичны охарактеризованным выше рыбинским. По химизму они, как и девонский вулкано-плутонический комплекс внутренних частей Рыбинской впадины, отвечают щелочным базальтоидным ассоциациям, близким к типу Таити (рис. 4).

В расположенном юго-восточнее районе Копьевского купола количество щелочных пород заметно уменьшается. Нижне-среднедевонские вулканогенные толщи сложены здесь главным образом базальтами и их пирокластами, составляющими до 70% и более мощности разреза. В меньших количествах встречаются лавы и туфы андезитовых порфиритов и трахиандезитов, еще более редки трахибазальты, эссекситы, анальцимовые диабазы и ортофиры. Вулканогенные породы секутся мелкими штоками плагиопорфиров и нефелиновых сиенитов.

В южной окраине Северо-Минусинской впадины, на границе ее с Батеневским поднятием и далее на юг вдоль восточной периферии Батеневского поднятия, эффузивно-пирокластические образования девона приобретают характер трахиандезит-базальтовой ассоциации. Здесь развиты в основном известково-щелочные диабазы и лабрадоровые порфириты, базальты, их туфы, трахиандезиты, причем с продвижением на юг к Абаканскому прогибу Южно-Минусинской впадины количество ощелоченных пород сокращается.

Состав девонских вулкано-плутонических ассоциаций меняется при переходе в обрамляющие Северо-Минусинскую впадину с запада и юга горные сооружения Кузнецкого Алатау и Батеневского кряжа. Девонские вулканогенные комплексы северной части Кузнецкого Алатау, как и примыкающей к нему северо-западной окраины Северо-Минусинской впадины, характеризуются в целом повышенной щелочностью, однако, наряду с базальтами в них широко развиты эффузивы средней основности (трахибазальт-андезитовая ассоциация). Эта ассоциация приурочена к мелким грабенам (Талановскому, Палатнинскому и др.), расположенным в полях развития пород нижнего палеозоя центральной части Мариинской Тайги. В состав ее входят лавы и туфы андезитовых, андезито-базальтовых и диабазовых порфиритов нормальной и повышенной щелочности, причем ощелоченные породы сосредоточены в основном в Талановском грабене. В нем же появляются ортофиры и фонолиты.

По особенностям своего химизма трахибазальт-андезитовая ассоциация Мариинской Тайги близка трахибазальт-базальтовой ассоциа-

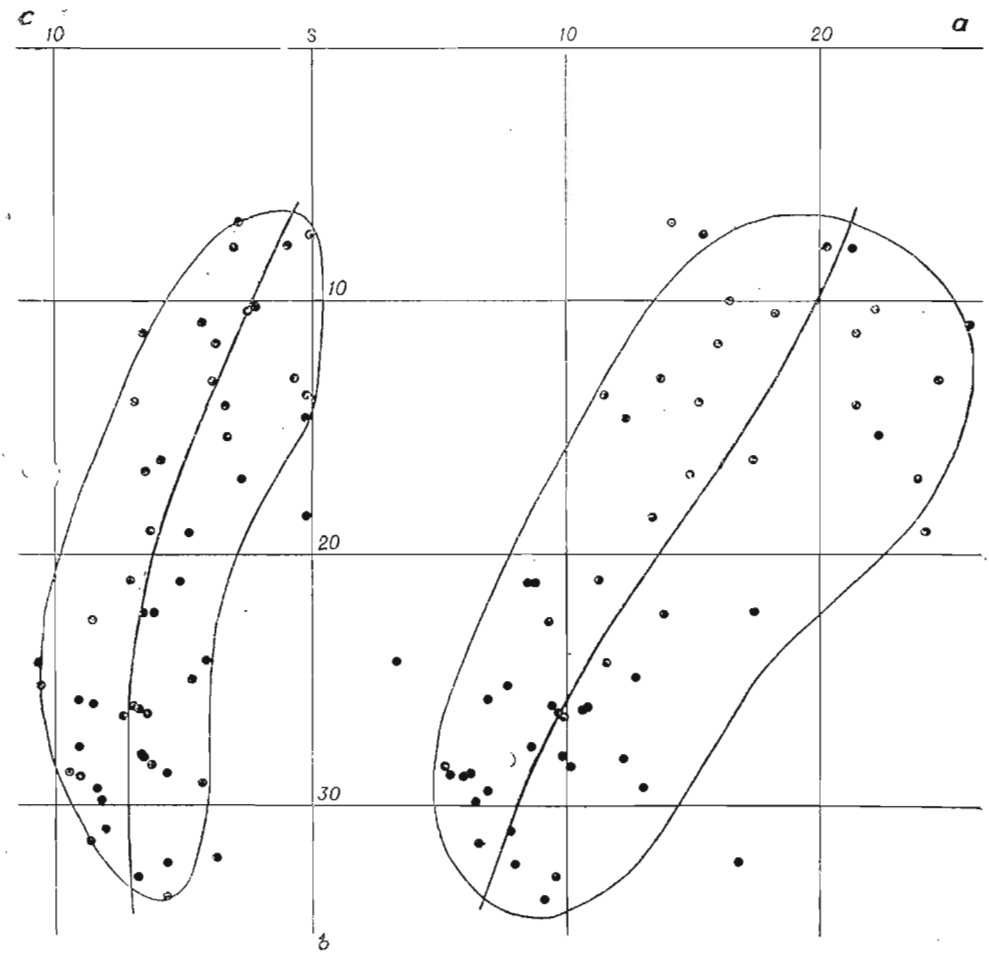


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма девонских эффузивных образований северо-востока Кузнецкого Алатау (по данным В. Н. Кяргина, И. В. Лучицкого, И. К. Баженова, В. Н. Довгаля).

ции северо-западной части Северо-Минусинской впадины, что видно из петрохимической диаграммы (рис. 5). Следует иметь в виду, что имеющиеся в настоящее время и использованные для построения диаграммы химические анализы выполнены главным образом из пород Талановского грабена (71 анализ из 81), что придает всей ассоциации несколько более щелочной характер, чем в действительности.

Девонские эффузивно-пирокластические образования выделяются также вдоль северного фаса Кузнецкого Алатау (Тыштымский и Чебулинский районы), где они развиты по южной периферии Чулымо-Енисейской впадины. Представлены они в основном андезитовыми порфиритами и их туфами; отмечаются кварцевые трахиты. Девонский возраст этих пород весьма проблематичен. В последнее время появились высказывания в пользу их принадлежности к ордовику.

Интрузивными комагматами девонских эффузивов центральной части Мариинской Тайги являются сиениты Большесеменовского и ряда других массивов. В ассоциации с сиенитами иногда встречаются офитовые габбро (район пос. Макарак) и монциниты (шток вблизи пос. Большая Семеновка). Кроме того, в мелких дайкообразных телах и штоках, секущих девонские эффузивы, встречаются плагиопорфиры, фонолиты

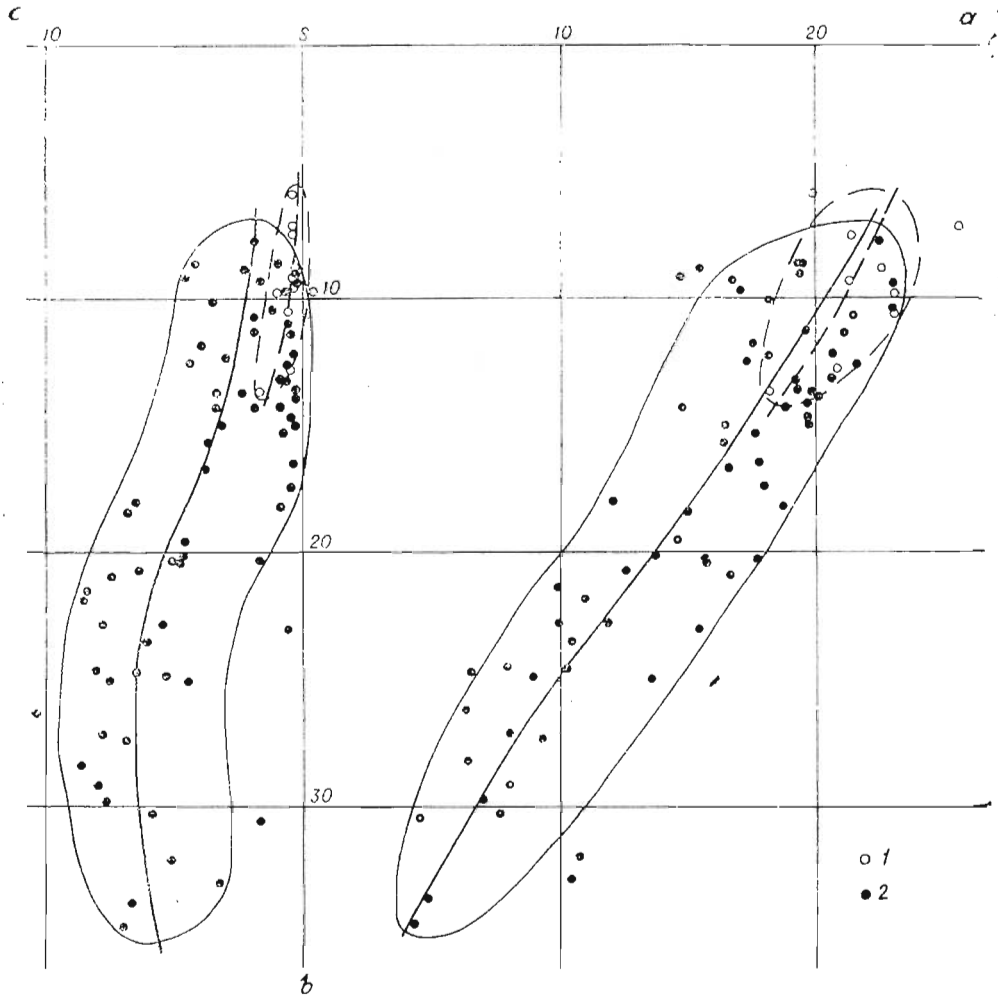


Рис. 5. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований центральной части Мариинской Тайги (по данным В. З. Мустафина, Л. В. Алабина, В. Н. Довгаля).

и щелочные граниты. В Чебулинском районе развиты рвущие фаунистически охарактеризованный средний девон субщелочные биотит-рогово-обманковые граниты, дающие переходы к граносиенитам (Тыштымский и Чебулинский массивы).

В пределах Батеневского поднятия в составе девонских вулкано-плутонических ассоциаций сильно возрастает значение кислых пород. Девонские эффузивные комплексы приурочены в этом районе к мелким мульдам и грабенам, наложенным на раннекаледонские (салаирские) структуры (Тейская, Уленьская и другие впадины). В их составе наряду с основными и средними породами нормальной и повышенной щелочности значительную роль играют субщелочные кислые эффузивы (плагиопорфиры, ортофиры, фельзиты, кварцевые и базокварцевые порфиры). Эти комплексы отвечают по своему характеру трахилипарит-андезитовому типу ассоциаций. Субвулканические интрузии также характеризуются значительной ролью кислых пород. Они сложены щелочными и субщелочными граносиенитами, гранитами, щелочными сиенитами,

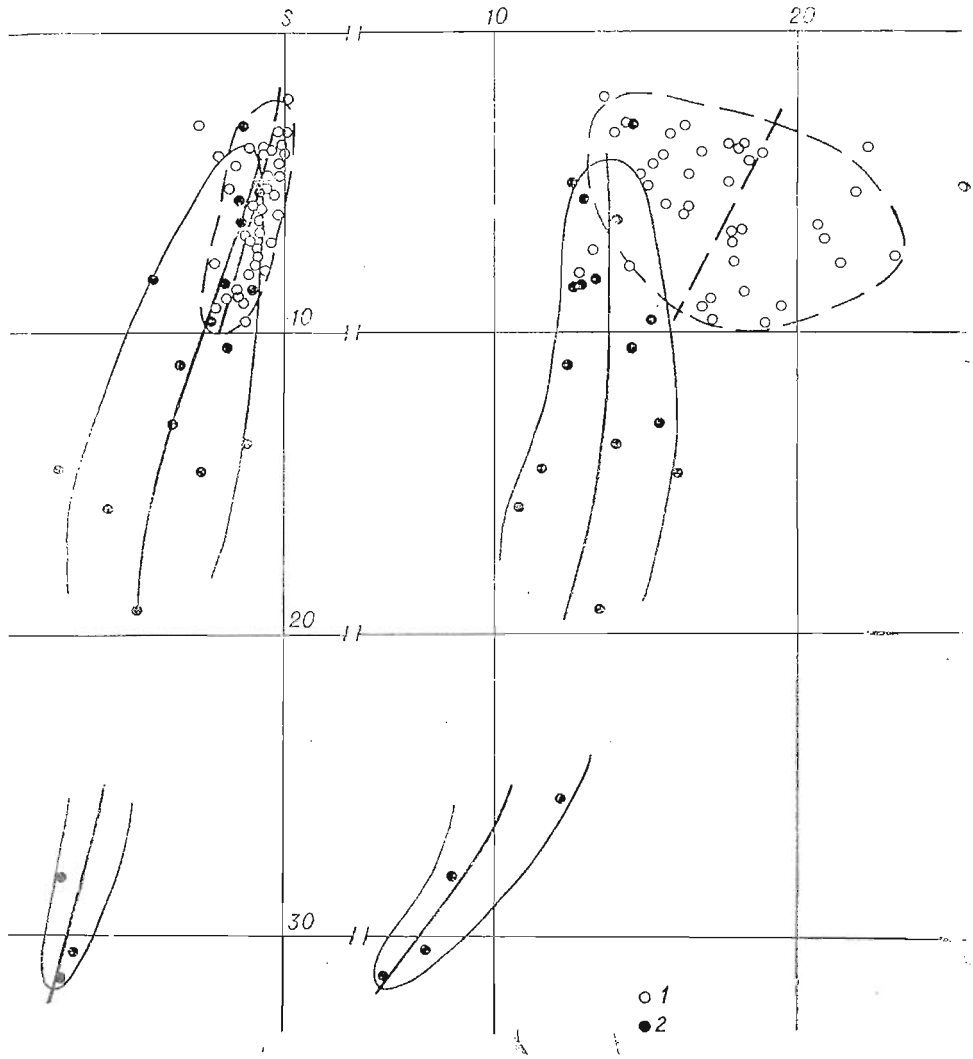


Рис. 6. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований Батеневского поднятия (по данным Г. В. Полякова, А. Е. Телешева, В. И. Гери, Д. И. Царева, В. Н. Довгаля).

нордмаркитами, редко нефелиновыми сиенитами (Улуг-Засский, Туимо-Карышские, Красногорский массивы). Главные черты химизма трахилипарит-андезитовой ассоциации Батеневского поднятия показаны на рис. 6.

Восточная, примыкающая к байкалидам Протеросаяна, окраина Северо-Минусинской впадины явно отличается по характеру девонского вулканизма от западной. Здесь, как и в пределах Батеневского поднятия, широко распространены эффузивы и субвулканические интрузии кислого состава. Вместе с тем, в составе вулканогенных комплексов этого района не меньшую, а местами даже большую роль играют основные и средние эффузивы. Такие комплексы, в которых кислые и основные эффузивы тесно сопряжены и многократно перемежаются друг с другом, относятся к широко известной быскарской серии (D_{1-2}) сложного липарит-трахит-трахиандезит-базальтового состава.

Эффузивы быскарской серии, образующие обширные поля в левобережье р. Енисея юго-западнее г. Красноярска (бассейн рек Бирюсы,

Кемчуга и Качи), хорошо изучены, благодаря работам С. И. Макарова, В. М. Чаиркина, Р. Ш. Залялеева, В. М. Лаврикова, А. И. Владимирова, В. М. Гавриченкова, А. П. Косорукова и других красноярских геологов. По данным А. И. Владимирова, В. М. Гавриченкова, А. П. Косорукова и Т. Г. Щукина, быскарская серия этого района расчленяется на три толщи. Нижняя толща, залегающая с явным несогласием (обычно с конгломератами в основании) на складчатом додевонском фундаменте, состоит преимущественно из основных эффузивов: базальтов, андезитобазальтов, базальтовых и андезитовых порфиритов. Среди них В. М. Лавриковым отмечаются и щелочные разности, близкие по составу к трахибазальтам. В небольших, явно подчиненных количествах встречаются лавы и пирокласты субщелочных кислых эффузивов, трахитов, платиопорфиров, фельзит-порфиров и фельзитов. Средняя толща характеризуется существенно кислым составом и широким развитием пирокластов. Здесь господствуют лавы, лавобрекчии и туфы фельзитов, фельзит-порфиров, плагиопорфиров и, особенно, трахитов и ортофиров. Основные и средней основности эффузивы (базальты и порфириты) встречаются и в этой части разреза, но несравненно в меньших количествах. В верхах разреза (верхняя толща) ведущее значение вновь приобретают базальты, андезиты, базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы.

Подобный состав, но несколько иное строение, имеют девонские вулканогенные толщи правобережья р. Енисея (бассейны рек Мал. Дербино, Дербино, Тубиль и Урман). По данным В. Н. Москалева, Н. А. Севрюка, Г. М. Аникина, А. Н. Смагина и Н. В. Царулицы и некоторых других геологов КГУ, изучавших девонские эффузивы этой площади, строение быскарской серии следующее. Эффузивная толща ложится с явным угловым несогласием на протерозойские комплексы урманской, жайминской, бахтинской и овсянковской свит. В ее основании обычно устанавливаются конгломераты с галькой пород подстилающих свит. В нижней части разреза явно преобладают основные и средние эффузивы: базальты и андезиты, диабазовые, лабрадоровые и андезитовые порфириты, среди которых в отдельных горизонтах и линзах встречаются трахиандезиты, ортофиры и альбитофиры (плагиопорфиры). В средней — доминируют перечисленные выше субщелочные эффузивы, наряду с которыми встречаются щелочные трахиты и фонолиты; андезиты и базальтового состава породы присутствуют в подчиненных количествах. Наконец, в верхах ведущую роль приобретают наиболее кислые эффузивы: фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, трахилипариты, их пирокласты и туфы.

При сравнении петрохимических черт девонских вулканогенных толщ восточной окраины Северо-Минусинской впадины устанавливается близость состава эффузивов района г. Красноярска и Дербинской площади. По химизму они занимают среднее положение между вулканическими ассоциациями типа Сан-Франциско и Этны, т. е. в целом имеют повышенную щелочность (рис. 7). Основные породы, как и соответствующие по основности эффузивы Рыбинской впадины, попадают преимущественно в поле щелочных базальтоидов тефрит-эссекситового ряда, хотя некоторые из них выходят и в область нормальных щелочноземельных пород (см. рис. 16). Особенно заметен щелочной уклон в ассоциации пород средней основности, где имеются явно щелочные породы (трахиты и фонолиты), располагающиеся в соответствии со значениями щелочного модуля много выше линии раздела щелочноземельных и щелочных пород. В кислых эффузивах это свойство проявлено слабее. Однако и здесь, наряду с нормальными щелочноземельными эффузивами липаритового ряда, имеются породы повышенной щелочности (трахилипариты и кварцевые ортофиры), попадающие на диаграмме в щелочное поле.

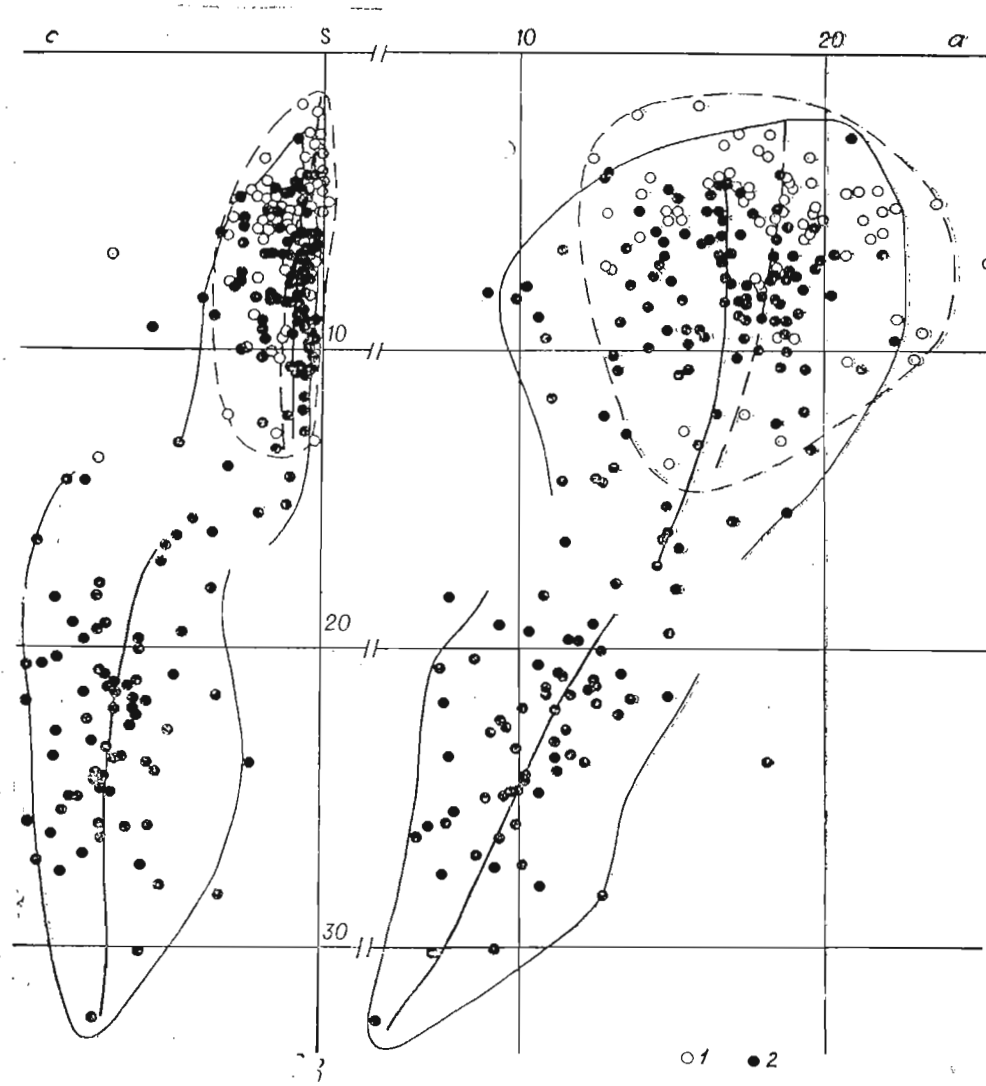


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований восточного обрамления Северо-Минусинской впадины (по данным Ю. А. Кузнецова, С. И. Макарова, В. М. Чаиркина и Р. Щ. Залялеева, А. И. Владимирова, В. М. Гавриченкова и А. П. Косорукова, В. Н. Москалева, Н. А. Севрюка, Г. М. Аникина, А. Н. Смагина и Н. В. Царулицы).

В районах развития эффузивов быскарской серии широко распространены разнообразные интрузии, в составе которых выявляются те же особенности, что и в эффузивах. В отличие от рассмотренных выше внутренних районов Рыбинского прогиба и западной окраины Северо-Минусинской впадины, где явно преобладают интрузии щелочно-габброидного и щелочно-сиенитового состава, в данном случае среди интрузий как и среди эффузивов, значительное место занимают субщелочные кислые породы: нордмаркиты, кварцевые сиениты, граносиениты, субщелочные и аляскитовые граниты. Этими породами сложены относительно крупные интрузивные тела, объединяемые в столбовский или шумихинский комплекс. Кроме того, в полях эффузивов широко распространены дайкообразные тела и мелкие штоки габброидов повышенной щелочности и особенно сиенит-порфиров, гранит-порфиров, ортофиров, фельзитов и гранофиров, идентичных по составу эффузивам салической группы

В петрохимическом отношении девонские интрузии почти в точности повторяют салические эффузивы быскарской серии (см. рис. 7). В целом они характеризуются лишь несколько большей щелочностью, размещаясь преимущественно в поле щелочных сиенитов и трахитов. Вместе с тем среди них встречаются граносиениты и граниты, располагающиеся в области щелочноземельных пород.

Очень похожи на только что рассмотренные девонские вулканоплутонические комплексы восточного обрамления Сыдо-Ербинской впадины. Здесь в близкой к Протеросаяну области Беллык-Байтакского поднятия проявился в равной степени, причем в четко выраженном щелочном варианте, как кислый, так и основной вулканизм, сопровождающийся становлением соответствующих по составу интрузий. Относительно строения девонских вулканогенных толщ этого района пока нет полной ясности. Именно на его территории впервые было произведено (Шнейдер и Зубкус, 1962) разделение девонской вулканогенной толщи на две разновозрастные и различные по составу свиты: имирскую трахилипаритовую или порфировую (D_1) и тонскую трахибазальт-базальтовую (D_2). В дальнейшем были обнаружены факты, затрудняющие такое разделение. Прежде всего, имирская свита, как оказалось, содержит достаточно большое количество продуктов основных лав. В ее основании, по данным В. М. Гавриченкова, Ю. И. Гончарова и Н. И. Гордиенко, преобладают андезиты, трахиандезиты и базальты и лишь выше по разрезу доминирующее значение приобретают кислые эффузивы. Таким образом, имирская свита вполне сопоставима с низами разреза рассмотренной выше быскарской серии. В то же время субщелочные кислые эффузивы являются обязательным, причем далеко не редким, компонентом тонской свиты. Намечаются латеральные переходы между эффузивами, представляющими тонскую и имирскую свиты. Кстати, Е. А. Шнейдер и Б. П. Зубкус обращали внимание на то, что кислые эффузивы имирского типа распространены преимущественно по периферии Сыдо-Ербинской впадины в пределах обрамляющих ее с востока поднятий, тогда как базальтовые лавы тонской свиты «ограничиваются уже контурами впадины и не изливаются на поднятиях» (Шнейдер, Зубкус, 1962). В данном случае мы имеем дело, по-видимому, с весьма сложной и изменчивой по латерали, но единой в стратиграфическом отношении вулканогенной толщей липарит-трахит-трахиандезит-базальтового состава.

Характер слагающих эту ассоциацию пород принципиально тот же, что и на востоке Северо-Минусинской впадины. Среди основных эффузивов господствуют базальты, отмеченные в ряде случаев явно повышенной щелочностью; кроме того, описываются диабазы, диабазовые и лабрадоровые порфириты, андезито-базальты, мандельштейны и соответствующие по составу туфы. Широко распространены эффузивы средней основности: андезиты, трахиандезиты и плагиопорфиры. Субщелочные и кислые разности пород представлены трахитами, кварцевыми трахитами (ортофирами), трахилипаритами, фельзитами и фельзит-порфирами, лавобрекчиями и туфами этих пород. В ассоциации как с кислыми имирского типа эффузивами, так и с базальтоидами, выделявшимися в тонскую свиту, встречаются настоящие щелочные породы: щелочные трахиты и их кварцсодержащие разности.

По химизму эта ассоциация фактически соответствует эффузивам восточных районов Северо-Минусинской впадины, т. е. обладает явно повышенной щелочностью, занимая промежуточное положение между вулканическими ассоциациями типа Сан-Франциско и Этны (рис. 8). На диаграмме И. В. Лучицкого (см. рис. 16) основные породы попадают преимущественно в тефрит-эссекситовое поле и реже — в смежные области нормальных щелочноземельных пород; трахиандезиты, трахиты и

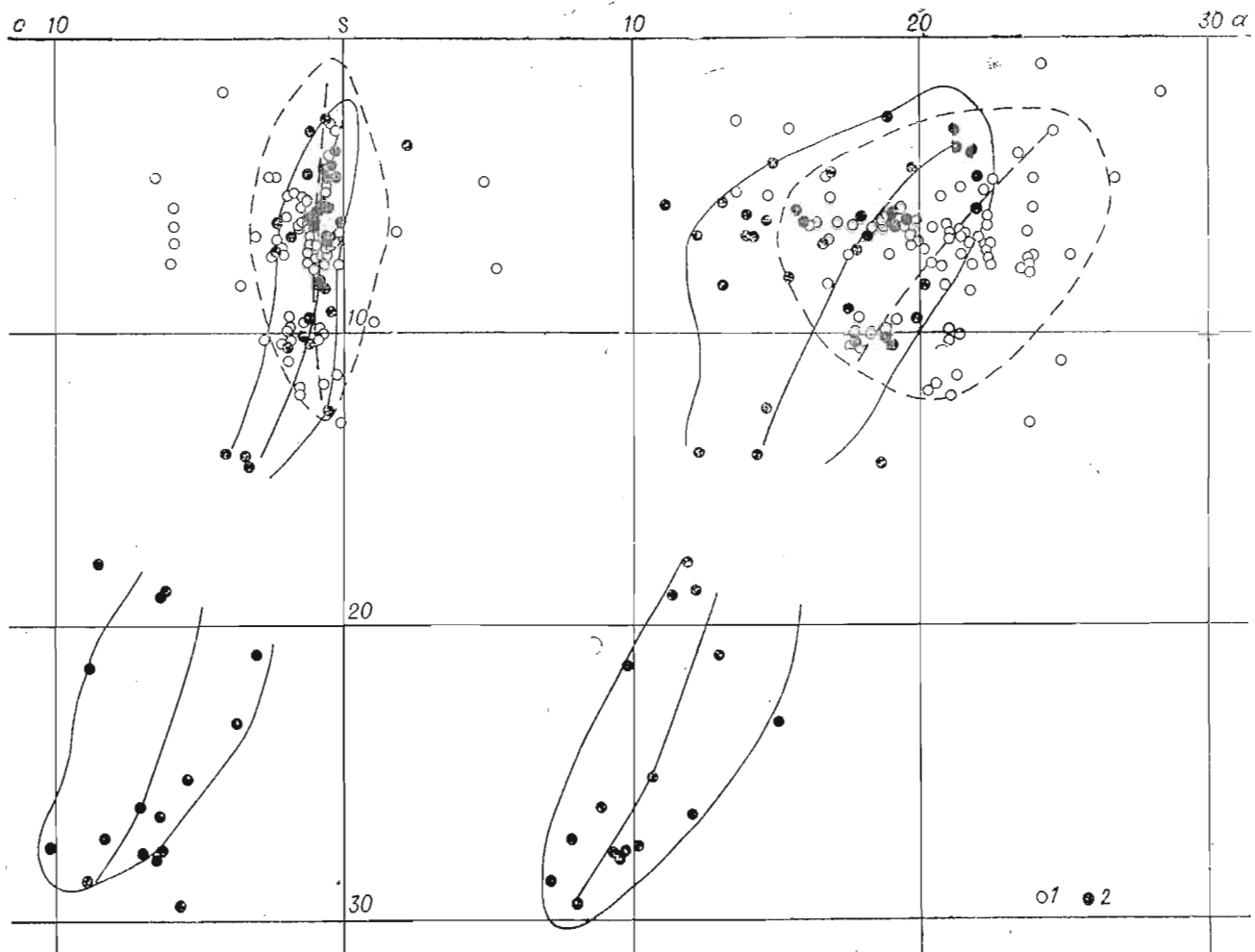


Рис. 8. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований восточного обрамления Сыдо-Ербинской впадины (по данным авторов, а также Е. А. Шнейдера и Б. П. Зубкус, Г. М. Саранчиной, И. В. Лучицкого, В. Г. Лазаренкова и В. П. Ковалева).

трахилипариты располагаются выше линии раздела щелочных и щелочноземельных ассоциаций; кислые породы (липариты, фельзиты и фельзит-порфиры) находятся вблизи этой линии, в пограничной области.

В полях девонских эффузивов Сыдо-Ербинской впадины широко распространены интрузии сиенитов и граносиенитов, объединяемые в лутагский комплекс. Они очень близки по составу к девонским эффузивам салической группы, но обладают еще более резко выраженной повышенной щелочностью. Среди слагающих массивы пород преобладают нордмаркиты, кварцевые и кварцсодержащие сиениты, довольно часто встречаются щелочные и нефелиновые сиениты и, реже, граносиениты. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 8) они перекрывают поле салических эффузивов, несколько отклоняясь в сторону щелочных ассоциаций. По величине щелочного модуля часть их попадает в поле нефелиновых сиенитов и фонолитов, а часть — в область щелочных сиенитов, нордмаркитов и комендитов.

Существенно меняется характер девонского вулканизма в пределах Южно-Минусинской впадины и, особенно, в южной ее части, прилегающей к Западному Саяну. В северо-восточном обрамлении этой впадины, в нижнем течении р. Кизир и в бассейне р. Туба, в составе вулканогенных толщ широко развиты породы щелочноземельного ряда: базальты, андезиты и липариты. Однако здесь в составе эффузивов салической группы еще сохраняются трахиты и ортофиры. Таким образом, в целом ассоциация девонских эффузивов Тубино-Кизирского района может быть определена как трахит-липарит-андезит-базальтовая. Соответственно представлены и интрузии. В отличие от рассмотренного выше Беллык-Байтакского района, где явно господствуют сиенитовые интрузии, в данном случае ведущая роль принадлежит кварцевым сиенитам, граносиенитам и гранитоидам повышенной щелочности (ирбинский комплекс).

В юго-восточной присаянской части Южно-Минусинской впадины, в пределах Амыл-Кандатского прогиба, связанного с расположенным юго-западнее Абаканским (Таштыпским) прогибом унаследованного типа, еще более увеличивается количество продуктов кислого вулканизма, причем девонская вулкано-плутоническая ассоциация имеет здесь четко выраженный щелочноземельный характер. По данным В. Д. Чеховича и В. А. Вержховской, в западной части этой структуры (междуречье Копи и Амыла) в состав девонской вулканогенной толщи, суммарная мощность которой достигает 2500 м, входят диабазы, андезиты, диабазовые и андезитовые порфириты, плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры, фельзиты и фельзит-порфиры, лавобрекчии и туфы этих пород. На долю продуктов кислого состава здесь приходится около 1400 м разреза, т. е. более половины общей мощности. Для девонской вулканогенной толщи этого района характерно двукратное чередование эффузивов кислого и основного состава, причем основные лавы оказываются в самых низах и в средней части разреза. Восточнее, в бассейне р. Кандат, Ю. М. Коллегановым и С. С. Кумеевым описываются в составе девонских эффузивов диабазы, диабазовые, лабрадоровые и андезитовые порфириты (нижняя толща), олигофиры, альбитофиры и фельзиты (верхняя толща). Таким образом, среди эффузивов салической группы ортофиры, трахилипариты и щелочные трахиты в данном случае не устанавливаются. Щелочноземельным профилем характеризуется и мафическая группа эффузивов. По составу и соотношению пород вся ассоциация может быть названа базальт-андезит-липаритовой.

В петрохимическом отношении эта ассоциация отвечает умеренным щелочноземельным вулканическим сериям типа Сан-Франциско (рис. 9). Несколько повышенной щелочностью обладают лишь салические эффузивы Тубино-Кизирского района, среди которых встречаются кварцевые

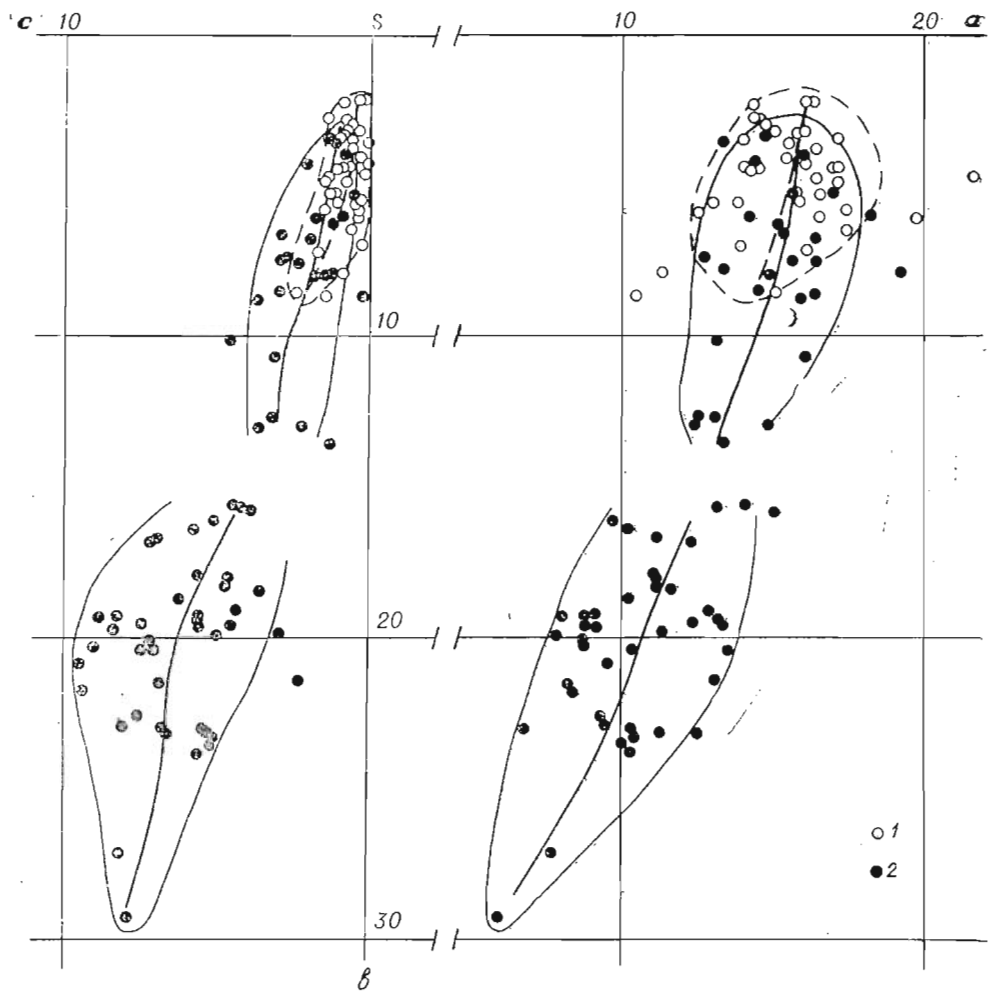


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований юго-восточного обрамления Южно-Минусинской впадины (Ирбинский район) и Амыл-Кандатского прогиба (по данным авторов, а также В. Д. Чеховича и В. А. Вержховской, В. П. Ковалева, С. М. Николаева и М. П. Мазурова).

трахиты и трахилипариты. Все же остальные породы этой ассоциации характеризуются явно меньшими по сравнению с рассмотренными выше эффузивами Северо-Минусинской и Рыбинской впадины значениями щелочного модуля и располагаются в области типичных щелочноземельных пород (см. рис. 16).

В полном соответствии с характером девонских эффузивов находятся особенности сопряженных с ними интрузий Амыл-Кандатского района. Как уже отмечалось, субщелочные кислые интрузии кварцевых сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов, как и салические эффузивы повышенной щелочности (трахиты, кварцевые порфиры и трахилипариты), еще достаточно широко распространены (ирбинский комплекс) в Тубино-Кизирском районе, охватывающем северо-восточную окраину Южно-Минусинской впадины. В собственно Амыл-Кандатском прогибе, где салическая группа девонских эффузивов представлена щелочноземельными типами кислых пород липаритового ряда, в интрузиях преобладают гранитоиды нормальной щелочности. В этом районе в составе девонских

интрузий доминируют порфировидные адамеллиты, биотитовые и аляскитовые граниты (шандынский комплекс), очень похожие на девонские граниты центральных районов Западного Саяна и смежных с ним территорий Горного Алтая и Тувы. В ассоциациях с гранитами встречаются граносиениты, кварцевые сиениты и монцониты, а иногда и гранодиориты.

В западной, прилегающей к Кузнецкому Алатау, части Южно-Минусинской впадины в продуктах девонского вулканизма кислых пород много меньше (сравнительно с Амыл-Кандатским прогибом). Повышенная щелочность эффузивных ассоциаций сохраняется здесь, как и в восточном обрамлении впадины, лишь в северных районах, где эта структура имеет наложенный характер. Девонские эффузивы этого района сосредоточены главным образом в пределах Балыксинского грабена, обнажаясь в узкой (от 5 до 10 км) полосе, простирающейся вдоль Балыксинской тектонической зоны на расстоянии более 70 км. Западная граница площади их распространения проходит по Балыксинскому взбросу, на юго-западе и северо-востоке девонская вулканогенная толща налегает с резким угловым и азимутальным несогласием на отложения нижнего и, возможно, среднего кембрия, а на востоке и юго-востоке сама перекрывается осадочными отложениями среднего девона. В основании разреза толщи залегают вишнево-красные алевролиты, песчаники и пирокласты. Последние сложены плохо отсортированными неокатанными обломками диабазов, спилитов, песчаников и алевролитов. Следующие выше по разрезу эффузивы представлены в основном базальтами, диабазами, диабазовыми, лабрадоровыми и андезитовыми порфиритами. В средней части и самых верхах разреза появляются кислые породы: плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры и базокварцевые порфиры, фельзиты. Значение кислых лав оценивается по-разному. Большинство исследователей, включая авторов настоящей работы, отводит им резко подчиненную роль. По данным В. И. Гери, они составляют лишь около 10% объема пород всей толщи, причем сюда относятся и лавы плагиопорфиров. Этот же автор отмечает в северных районах Балыксинского грабена девонские лавы повышенной щелочности, отвечающие по составу трахиандезитам. Соответственно вулканическая ассоциация данного района определяется как трахиандезит-базальтовая.

Для девонских вулканогенных толщ Таштыпского (Абаканского) прогиба характерны относительно большие мощности и в общем не свойственные девонским эффузивам зеленокаменные изменения основных пород, среди которых встречаются не только диабазы, но и спилиты. Эффузивные ассоциации обладают здесь нормальным щелочноземельным составом. В районе Абазы, например, они представлены диабазами, диабазовыми, лабрадоровыми и андезитовыми порфиритами, испытавшими зеленокаменные перерождения. Реже встречаются лавы андезито-дацитового ряда. Нет в этом районе и девонских интрузий повышенной щелочности. Все это соответствует структурным особенностям южной, примыкающей к Западному Саяну, части Южно-Минусинской впадины, которая, как это уже отмечалось, близка по своему характеру к структурам типа краевых геосинклинальных прогибов и связана с соседней Ануйско-Чуйской варисской геосинклиналью.

Еще более резко выражен щелочноземельный характер девонского вулканизма в условиях типичных унаследованных прогибов, к которым относятся юго-восточные районы Кузбасса, а также западная и центральная часть Тувы. На юго-востоке Кузбасса в области его сопряжения с каледонскими структурами Горной Шории девонская вулканогенная толща, по данным В. П. Болтухина, Г. П. Турченко, В. Г. Руткевич, В. Д. Яшина, В. С. Мурзина и др., сложена андезитовыми, андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми порфиритами, дацитовыми и

липаритовыми порфирами, туфами и игнимбритами соответствующего состава. В ограниченном количестве имеются диабазовые порфириты. Соотношение пород разной основности существенно меняется по латерали. Однако во всех случаях явно преобладают эффузивы средней основности. Количество кислых пород варьирует от 35% и более (Нижнемрасский район, бассейн р. Мундыбаш) до 10% и менее (р. Кондома, район дер. Белый Камень). В некоторых разрезах (р. Мундыбаш, район ст. Калары) кислые эффузивы отсутствуют полностью. В целом данный комплекс эффузивов относится к липарит-дацит-андезитовому типу ассоциаций.

Большое количество химических анализов девонских эффузивов юго-восточной окраины Кузнецкого прогиба свидетельствует о том, что подавляющая их масса принадлежит к ряду известково-щелочных ассоциаций, промежуточных между типами Лассен-Пик и Сан-Франциско, кислые же их разности оказываются в поле крайних известково-щелочных пород (рис. 10). Повышенную щелочность имеют здесь лишь альбитизированные эффузивы и туфы. По значениям щелочного модуля большая часть пород этой ассоциации располагается в нижней части диаграммы в поле тех же щелочноземельных пород (см. рис. 16).

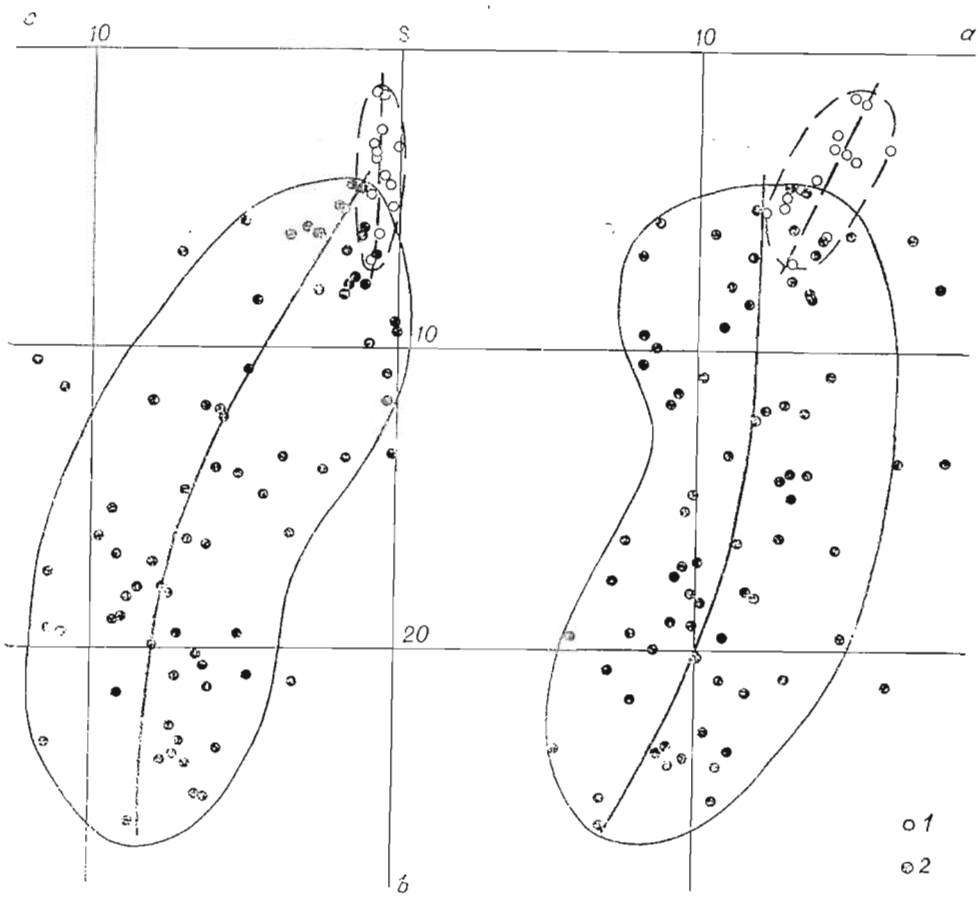


Рис. 10. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований юго-восточной части Кузнецкого прогиба (по данным В. Н. Болтухина, Г. П. Турченко, В. Д. Яшина, Э. Н. Аранова, Д. К. Балицкого, В. Н. Довгаля, В. И. Богнибова).

С девонскими эффузивами юго-восточной части Кузбасса сопряжены биотитовые граниты, слагающие Кистальский, Тамбовский, Мезенский и другие массивы, площадь которых варьирует от нескольких квадратных километров до ста и более. Обычно они встречаются в местах широкого развития дацитовых и липаритовых порфиров, их туфов и игнимбритов, сходны с ними по составу, но содержат несколько больше кремнезема и щелочей. Однако и они не выходят из области ассоциаций щелочноземельного ряда.

На северо-востоке Кузнецкого прогиба (Барзасский и Крапивинский районы) характер девонского вулканизма заметно меняется. Эффузивные комплексы здесь представлены главным образом основными и средней основности породами, кислые эффузивы играют подчиненную роль, а в ряде случаев отсутствуют вообще. Встречаются эффузивы повышенной щелочности: трахиандезиты, трахиандезит-базальты, ощелоченные диабазовые порфириты. Соответственно в составе субвулканических интрузий появляются щелочные и нормальные сиениты, граносиениты, щелочные граниты. Изредка отмечаются биотитовые граниты. По особенностям состава девонские эффузивно-интрузивные ассоциации этого района в известной мере сходны с продуктами среднепалеозойского магматизма Мариинской Тайги и западной окраины Минусинского прогиба.

Причину отличия девонского магматизма Крапивинского и Барзасского районов от одновозрастного магматизма юго-восточной части Кузнецкой впадины, с одной стороны, можно видеть в нескольких иных геологических условиях его проявления. На юго-востоке Кузбасса девонские вулканогенные отложения формируются на месте длительно существовавшего (до ордовика, а местами, возможно, даже и до силура) внутригеосинклинального прогиба Кузнецкого Алатау. В Барзасском же и Крапивинском районах девонские отложения в большинстве случаев лежат непосредственно на породах эффузивно-карбонатного рифея — нижнего кембрия, обнажающихся в тех участках, которые, начиная, по крайней мере, с низов среднего кембрия и на протяжении всей последующей истории развития раннекаледонской геосинклинали, вели себя как ее относительно жесткие геоантиклинальные поднятия. Приуроченность девонского магматизма к таким рано консолидированным структурам, возможно, и явилась одной из причин повышения основности и щелочности пород.

Другая причина, вероятно, связана с закономерностями регионального порядка, а именно с общей зональностью продуктов девонского магматизма относительно южного края Сибирской платформы.

Подобным образом девонский вулканизм проявился и в пределах Тувинского прогиба. В западной и центральной частях этой структуры, где она имеет характер типичного унаследованного прогиба, мощность девонских вулканогенных отложений достигает 3000 м (кендейская серия). В составе этих отложений господствуют кислые и средней основности эффузивы, представленные липаритами, фельзитами, кварцевыми и базокварцевыми порфирами, перлитами, дацитами, плагиопорфирами, андезитовыми и лабрадоровыми порфиритами. Основные лавы (долериты, диабазы и диабазовые порфириты) распространены более ограниченно. Строение толщи и соотношения в ней эффузивов разной основности в различных районах неодинаковы. Л. И. Крыленко (1966) описывает разрезы, начинающиеся в одних случаях с продуктов кислого вулканизма (реки Хемчик и Пичи-Шуй, Западная Тува), а в других — с основных лав (урочище Бай-Булук, Центральная Тува). В большинстве разрезов эффузивы разной основности многократно перемежаются друг с другом, проявляясь в разных сочетаниях. В целом же в этой части прогиба за-

метно превалируют кислые эффузивы и их пирокласты. На их долю обычно приходится более 50% мощности разрезов. Далее по значению идут эффузивы средней основности, роль основных пород наименьшая. Ни одна из рассмотренных породных групп не имеет в своем составе эффузивов повышенной щелочности. Таким образом, это типичная базальт-андезит-липаритовая ассоциация. В петрохимическом отношении она отвечает известково-щелочным вулканическим сериям типа Лассен-Пик, располагаясь на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 11) много левее девонских эффузивных комплексов севера Минусы и внутренних районов Рыбинской впадины. На графике щелочных модулей эта ассоциация также оказывается в поле нормальных щелочноземельных пород (см. рис. 16).

В девонских эффузивах Центральной и Западной Тувы находятся и девонские интрузии этого района, объединяемые в сютхольский комплекс гранитов (Иванова, 1966). Интрузии этого комплекса образуют в зонах разрывных нарушений крупные гранитоидные массивы (Карахольский, Байтайгинский, Озерный, Сютхольский и др.). Сложены эти мас-

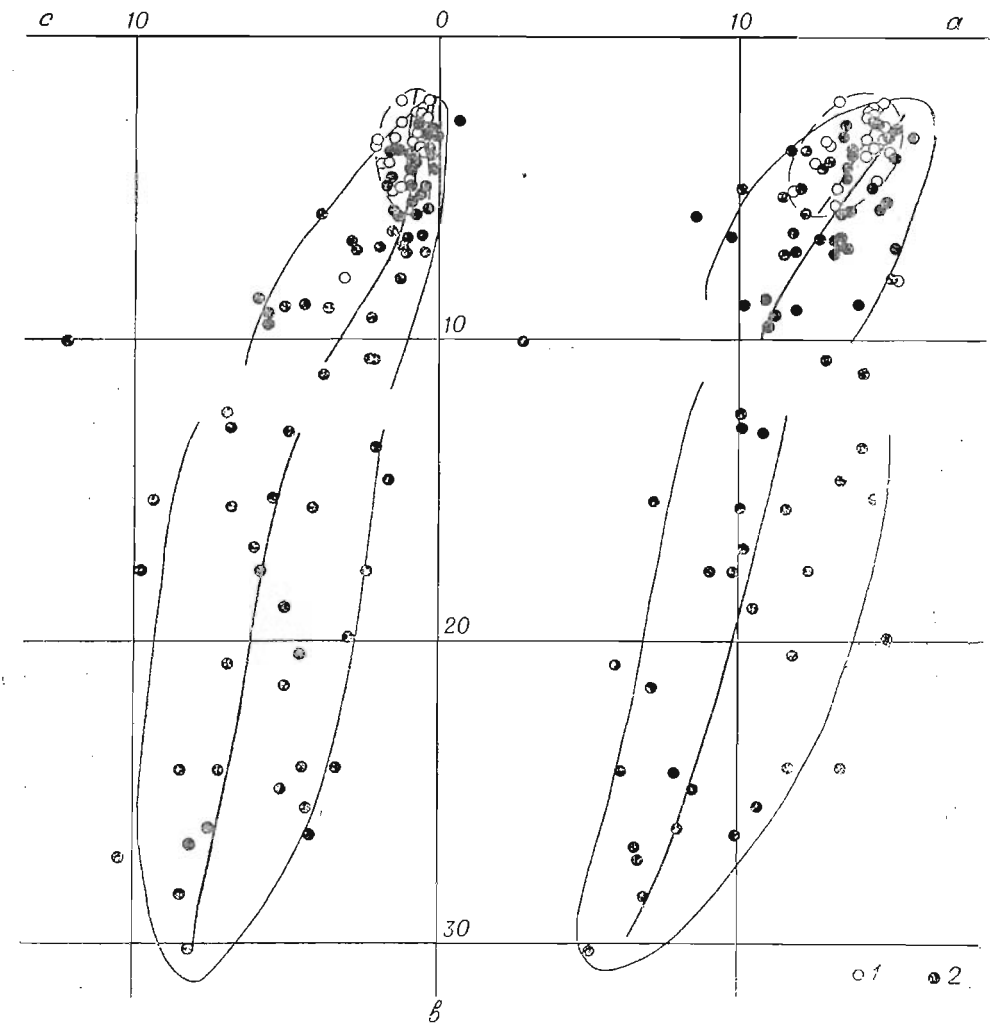


Рис. 11. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований Центральной и Западной Тувы (по данным И. В. Лучицкого, Л. И. Крыленко, А. П. Кривенко и А. Н. Павлова, В. Л. Авруцкого).

сивы биотитовыми и аляскитовыми гранитами, реже встречаются адамеллиты, роговообманковые граниты и гранодиориты. В целом для сютхольских гранитоидов характерен отчетливо выраженный щелочноземельный профиль. По химизму они идентичны эффузивам салической группы рассмотренной выше базальт-андезит-липаритовой ассоциации (см. рис. 11).

В восточных районах Тувы продукты девонского вулканизма сосредоточены в мелких впадинах и грабенах, наложенных на салаириды Восточно-Тувинского пояса (Саматалтайская, Балгазикская, Бельбейская, Торахемская и другие впадины). Девонские отложения, объединяемые в пределах этих структур в сайлыгскую свиту, характеризуются несколько меньшими мощностями, составляющими обычно 2000—1000 м, а в крайних восточных районах и менее 1000 м. Состав и строение вулканических толщ здесь примерно такие же, что и в западных районах, т. е. в них преобладают кислые и средние щелочноземельные породы, слагающие разные части разрезов. Вместе с тем, в некоторых районах Восточной Тувы в составе девонских эффузивов помимо кислых пород дацит-липаритового ряда устанавливаются ортофиры и альбитизированные трахиты. Это хорошо согласуется с тем, что в составе девонских интрузий, объединяемых в этом районе в бреньский комплекс, наряду с господствующими в общем щелочноземельными гранитами появляются щелочные граниты, граносиениты и сиениты. Значение сиенитов особенно возрастает на востоке, в области сопряжения салаирид Тувы с байкалидами Восточно-Тувинского массива.

На прилегающей к Тувинскому прогибу с севера территории поздних каледонид Западного Саяна, представлявшей в девоне обширное поднятие, девонский вулканизм более близок к вулканизму Центральной и Западной Тувы, но здесь еще резче выражено ведущее значение кислых продуктов гранит-липаритового ряда.

В пределах Западного Саяна девонские эффузивы распространены весьма ограниченно. Они описываются в составе усинской или кызылбулакской свиты в Усинской впадине и купхольской свиты — в мелких депрессионных структурах в районах рек Алаш, Кайла, Кантегир, Тытыг-Хем, оз. Купхоль, хр. Сабинского и других местах (Антонов, 1966). По данным П. С. Антонова, эффузивы купхольской свиты залегают с резким структурным несогласием на докембрийских и нижнепалеозойских комплексах, а в ряде мест — на отложениях нижнего силура и вулканогенно-осадочных толщах лудловского яруса. Представлены они преимущественно фельзитами и кварцевыми порфирами, с маломощными прослоями туфов, песчаников, конгломератов и аргиллитов; очень редки кварцевые ортофиры и эффузивы средней основности (андезиты и андезитовые порфириты). Подобный состав имеет и кызылбулакская (усинская) свита (Бровков и др., 1957).

Несравненно шире в структурах Западного Саяна распространены девонские интрузии, т. е. в данном случае, как и на поднятиях Протерозаяна и Восточной Тувы, девонский магматизм проявился преимущественно в плутонической фации. Девонские интрузии Западного Саяна представлены относительно крупными гранитоидными массивами, иногда приближающимися по размерам к плутонам батолитового типа. Они сложены порфировидными биотитовыми и аляскитовыми гранитами, ассоциирующими с адамеллитами, гранодиоритами и, очень редко, граносиенитами (Джойский комплекс). В целом эта ассоциация по составу и характеру проявления близка к синиверсионным гранитоидам подвижных зон, обнаруживая, в частности, сходство с гранитами смежных территорий Горного Алтая. В связи с этим высказывается предположение об особом окологеосинклинальном типе джойских гранитов (Кузнецов, Яншин,

1967). Вместе с тем в последнее время получены данные (Антонов, 1966), согласно которым основная часть гранитоидных массивов джойского комплекса представлена пологими межформационными залежами, приуроченными к поверхностям структурного несогласия между идентичными им по составу и близкими по времени проявления эффузивами купхольской свиты и подстилающими толщами нижнего структурного яруса. В такой трактовке гранитоиды джойского комплекса по характеру и формам проявления аналогичны гранитам огнитского и бреньского комплексов. Отчетливо выраженный щелочноземельный характер джойских гранитов соответствует особенностям состава девонских эффузивов (купхольской и кызылбулакской свит), т. е. и здесь выдерживается подмеченная выше зависимость составов эффузивных и интрузивных членов девонских вулкано-плутонических ассоциаций (рис. 12).

Сравнительный анализ девонских вулкано-плутонических комплексов центральной части Алтае-Саянской области показывает ряд интересных тенденций в латеральной их изменчивости в различных по своему характеру структурах.

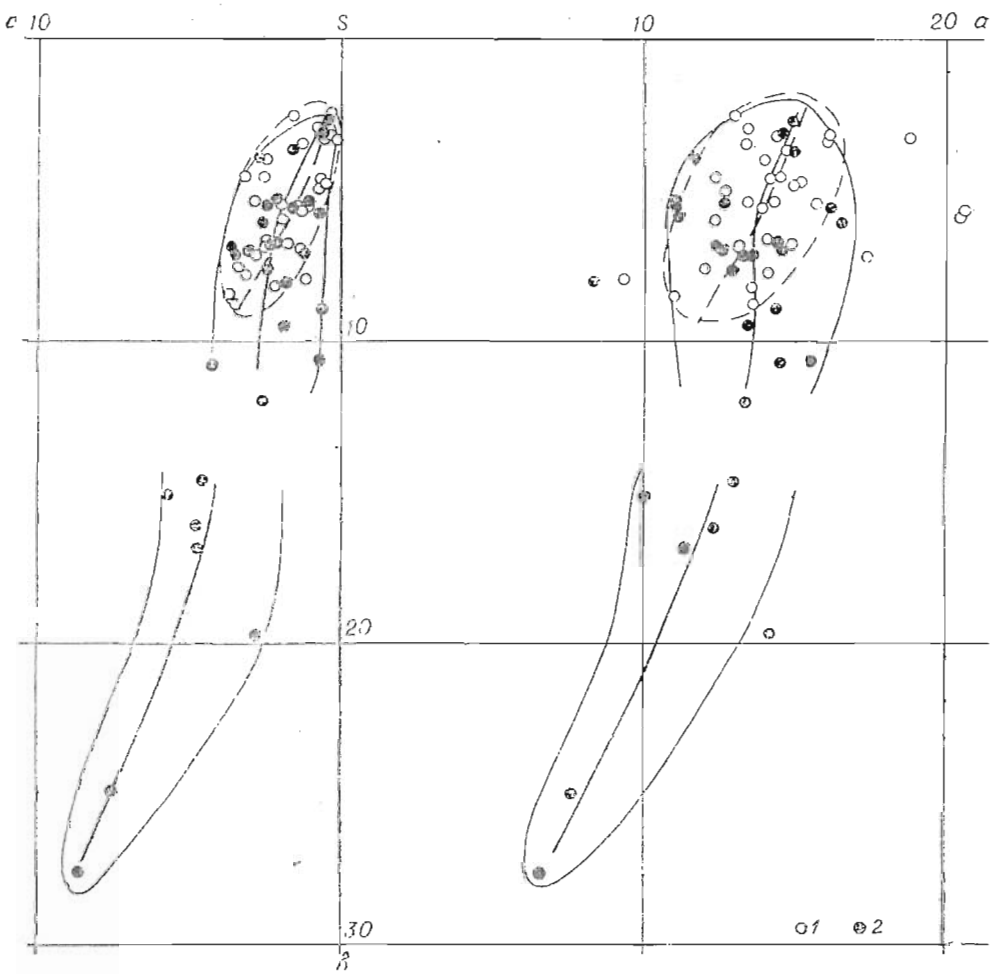


Рис. 12. Петрохимическая диаграмма девонских интрузивных (*1*) и эффузивных (*2*) образований Восточной Тувы (по данным Б. Н. Лапина, В. В. Агентова, В. А. Благонравова, Я. Д. Шенкмана, В. С. Потапьева, А. В. Моралева, А. В. Ильина).

Намечается два вида изменений характера девонского вулканизма: 1) общие региональные изменения, зависящие от типа межгорных впадин и их положения относительно Сибирской платформы (на севере и северо-востоке) и варисской геосинклинальной зоны Горного Алтая и Монголии (на юге и юго-западе) и 2) более частные, свойственные отдельным впадинам вариации, обусловленные неодинаковым тектоническим строением разных частей впадин и их горного обрамления.

Сравнение петрографических черт вулканических комплексов различных межгорных впадин центральной части Алтае-Саянской области и разных их частей показывает, что по мере продвижения от края Сибирской платформы к области варисской складчатости и соответственно при переходе от типично наложенных впадин (Рыбинской и Северо-Минусинской) к структурам типа краевых унаследованных прогибов (Кузнецкому и Тувинскому) закономерно растет роль продуктов кислого вулканизма. При этом трахибазальтовые, трахиандезит-базальтовые и более сложные липарит-трахит-трахиандезит-базальтовые комплексы сменяются базальт-андезит-липаритовыми и андезит-липаритовыми ассоциациями. Соответственно меняется химизм эффузивов, причем как салической, так и мафической групп. В том и другом случае четко выражена тенденция роста средних значений характеристик Q и S при переходе от северных к южным районам (см. рис. 14 и 15).

Другой весьма интересной и важной тенденцией этого же порядка является последовательное нарастание щелочности вулканических ассоциаций в северном направлении с приближением к Сибирской платформе, причем эта тенденция прослеживается не только по разным в структурном отношении впадинам, но и в пределах отдельных крупных структур (Кузнецкого прогиба, Северо-Минусинской и Южно-Минусинской впадин). Так, выше было показано, что в составе эффузивных комплексов северных районов Северо-Минусинской впадины наряду с обычными щелочноземельными породами, существенную роль играют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и трахилипариты. Южнее, в районе Батеней и на севере Южно-Минусинской впадины, значение этих пород заметно уменьшается. Наконец, в девонских вулканических комплексах юга Минусинской котловины, юго-восточной части Кузбасса и Тувинского прогиба такие породы либо отсутствуют совсем, либо встречаются крайне редко. Это также находит свое отражение в петрохимических особенностях вулканических ассоциаций. При сравнении вариационных линий вулканических ассоциаций разных районов (рис. 13) отчетливо видно, что и в салических, и в мафических эффузивах северных районов значения a явно выше. По этому признаку вулканические комплексы Рыбинской впадины и севера Минусы занимают промежуточное положение между вулканическими сериями типа Этны и Таити, т. е. оказываются в поле ассоциаций повышенной щелочности, тогда как девонские эффузивы юго-восточной окраины Кузбасса, Амыл-Кандатского и Тувинского прогибов располагаются в области нормальных щелочноземельных ассоциаций между вулканическими сериями типа Сан-Франциско и Лассен-Пик. Средние значения щелочного модуля, вычисленные для мафических и салических эффузивов разных районов, как будто бы не выявляют таких различий (рис. 14 и 15). Однако если учесть существенную разницу в средних содержаниях кремнезема в сравниваемых группах, то и по этому показателю более щелочными оказываются эффузивы северных районов. Это очень хорошо иллюстрируется диаграммой (рис. 16), учитывающей зависимость значений щелочного модуля от основности пород, или, иначе, содержаний в них кремнезема. На этой диаграмме девонские эффузивы севера Минусинского прогиба, Сыдо-Ербинской и Рыбинской впадин располагаются преимущественно в полях ассоциаций повышенной и вы-

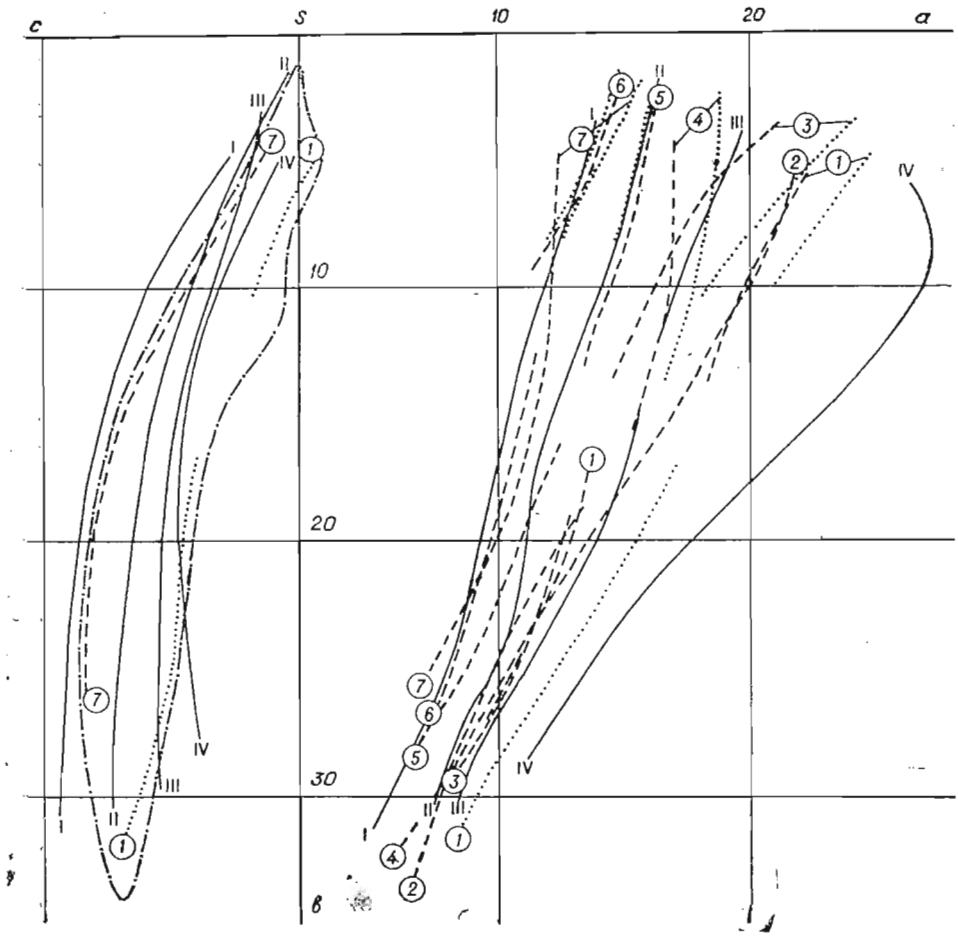


Рис. 13. Сравнительная диаграмма петрохимических вариационных линий девонских эффузивных и интрузивных образований Рыбинского, Минусинского, Кузнецкого и Тувинского прогибов.

1 — Рыбинская впадина; *2* — северо-западная окраина Северо-Минусинской впадины (северо-восток Кузнецкого Алатау); *3* — восточное обрамление Сыдо-Ербинской впадины (Беллык-Байтакский район); *4* — восточное обрамление Северо-Минусинской впадины (район г. Красноярска и р. Дербино); *5* — юго-восточное обрамление Южно-Минусинской впадины (Ирбинский район) и Амыл-Кандатский прогиб; *6* — Тувинский прогиб; *7* — юго-восточная окраина Кузнецкого прогиба (в каждой паре вариационная линия эффузивной ассоциации обозначена пунктиром, интрузивной — точками). Сплошными линиями обозначены типовые вулканические серии; I — Лассен-Пик; II — Сан-Франциско; III — Этна; IV — Таити. Штрих-пунктиром оконтурена область сосредоточения вариационных линий на левой плоскости, где они очень сближены и не могут быть показаны вместе (общий порядок линий между 1 и 7 здесь сохраняется примерно тот же, что и на правой плоскости).

сокой щелочности, а эффузивы Амыл-Кандатского, Тувинского и Кузнецкого прогибов — в области нормальных щелочноземельных ассоциаций. Причем так группируются эффузивы самой разной основности, включая породы мафической и салической групп; смешение происходит лишь в области краевых, наиболее богатых кремнеземом пород.

В изменениях второго рода, относящихся к отдельным впадинам, также намечаются некоторые общие закономерности. Для большинства впадин, особенно для Минусинских, устанавливается асимметричность в строении западных и восточных частей, подчеркнутая различным характером проявления девонского вулканизма. В восточных окраинах впадин, примыкающих к байкалидам Протеросаяна, явно усиливается роль продуктов кислого вулканизма. Кислые лавы и их пирокласты появляются даже в восточных районах Северо-Минусинской впадины, характеризую-

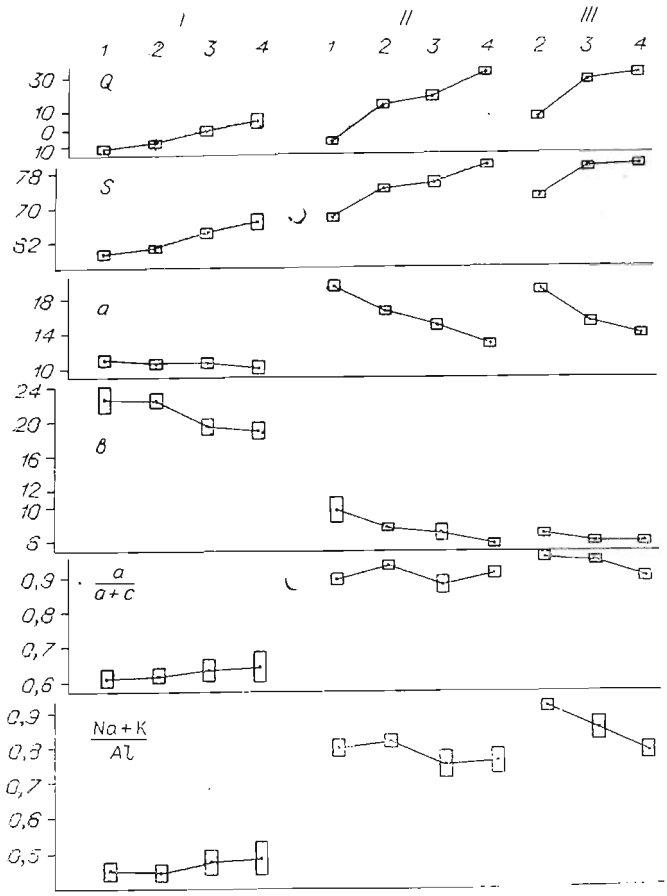


Рис. 14. Средние (точки) с 95%-ными доверительными интервалами (горизонтальные стороны прямоугольников) числовых характеристик девонских изверженных пород периферии наложенных впадин.

I — эффузивы базальтоидной группы; II — эффузивы щелочно-салической группы; III — интрузивные породы. *1* — Рыбинская впадина; *2* — Северо-Минусинская и Сыдо-Ербинская впадины; *3* — Южно-Минусинская впадина и Амыл-Кандатский прогиб; *4* — Тувинский прогиб.

щейся в целом доминирующим значением в девоне базитового магматизма. Значительно возрастает роль кислого вулканизма и при выходе в окружающие межгорные впадины поднятия Восточного и Западного Саяна, Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау.

Сравнительный анализ сопряженных с девонскими эффузивами интрузий свидетельствует о полной преемственности ими всех рассмотренных выше особенностей вулканических комплексов. Они во всех случаях очень близки по составу к эффузивным ассоциациям, изменяясь вместе с ними вполне согласованно от места к месту. В плутонической фации преобладают продукты кислого магматизма, что связано, по всей вероятности, с повышенной вязкостью кислых магм, часто не находящих в связи с этим выхода на поверхность и образующих соответственно приповерхностные тела. Интрузии гранитов и сиенитов, которым посвящены последующие разделы работы, хорошо увязываются с эффузивами салической группы девонских вулканических комплексов. Они проявляются совместно в одних и тех же районах, причем значение тех и других возрастает вполне согласованно в определенных структурных обстановках. Значение

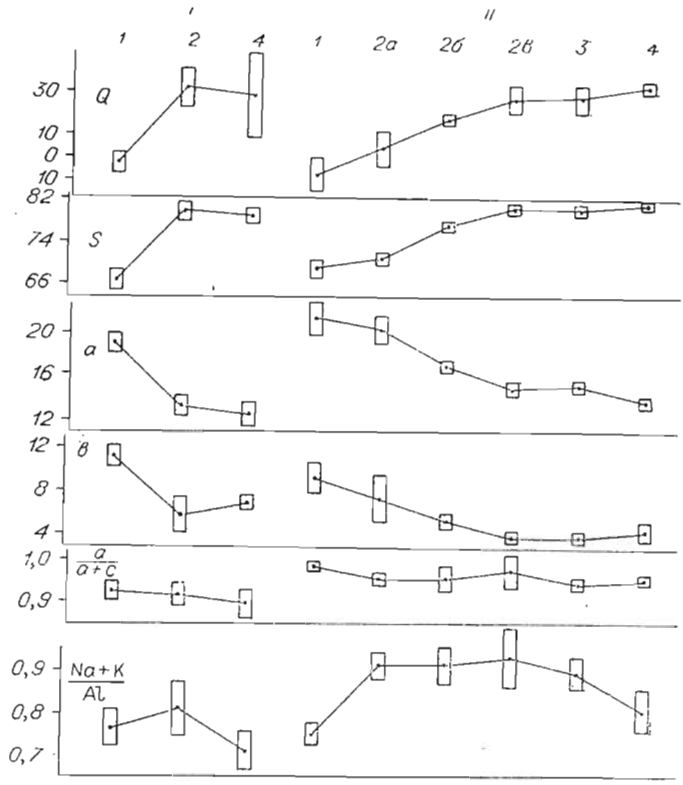


Рис. 15. Средние (точки) с 95%-ными доверительными интервалами (горизонтальные стороны прямоугольников) числовых характеристик девонских изверженных пород Кузнецкого Алатау.
I — эффузивные породы; II — интрузивные породы. *1* — Мартайга; *2* — Батеневское поднятие (*а* — сиениты, *б* — граносиениты, *в* — граниты); *3* — Чебулинский район; *4* — юго-восточная часть Кузнецкого прогиба.

кислых интрузий, как и салических эффузивов, закономерно усиливается в юго-западном направлении, в районах Кузнецкого и Тувинского унаследованных прогибов. Количество их растет также (причем в явно больших, по сравнению с кислыми эффузивами, масштабах) в восточных окраинах впадин, примыкающих к Протеросаяну, и в пределах крупных поднятий Западного Саяна; Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау, разделяющих эти впадины. Особенно выделяется область сопряжения салаирид и байкалид Восточного Саяна и Восточной Тувы, где очень широко развиты девонские интрузии гранитов и сиенитов.

В изменении состава девонских интрузий по латерали проявляются все те же тенденции, что и в эффузивах. В северных районах, в близких к Сибирской платформе областях формирования наложенных впадин, где развита щелочно-салическая группа девонских эффузивов (трахиты, кварцевые ортофиры, трахилипариты и липариты), в интрузиях гранитов и сиенитов преобладают сиениты, включая щелочные разности, кварцевые сиениты, граносиениты и щелочные граниты. На юге и юго-западе, в районах поздних каледонид и структур типа унаследованных прогибов, где группа салических эффузивов представлена исключительно липаритами, фельзитами и порфирами, в составе девонских интрузий господствуют гранитоиды щелочноземельного ряда. Последовательная смена сиенитовых и гранит-сиенитовых девонских интрузий существенно гранитовыми и, наконец, гранитовыми при переходе от прилегающих к Си-

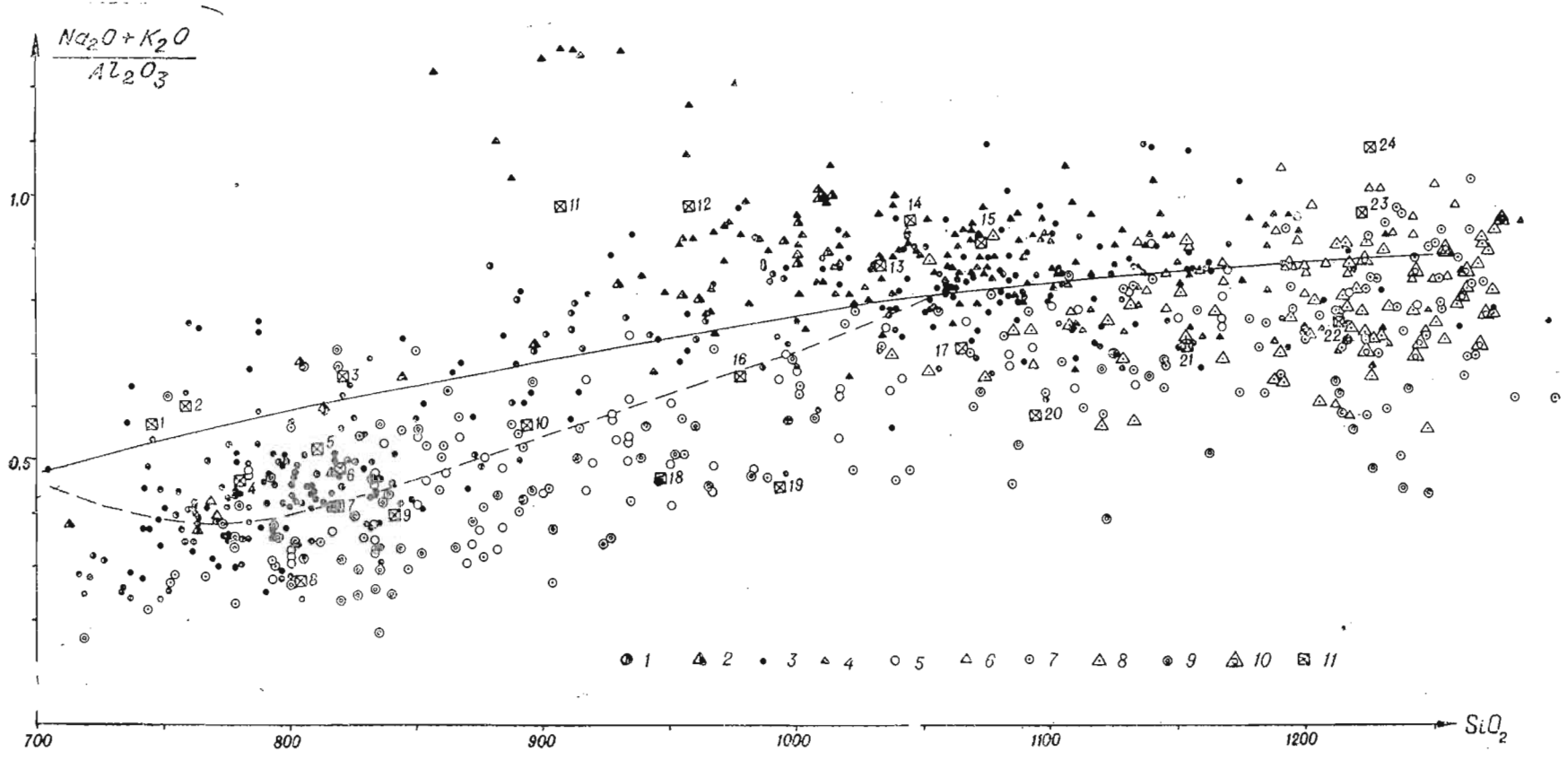


Рис. 16. Щелочной модуль девонских эффузивов и интрузивных пород Рыбинского, Минусинского, Кузнецкого и Тувинского прогибов.

Рыбинская впадина: *1* — эффузивы, *2* — интрузивные породы. Северо-Минусинская и Сыдо-Ербинская впадины: *3* — эффузивы, *4* — интрузивные породы. Юго-восточное обрамление Южно-Минусинской впадины и Амыл-Кандатский прогиб: *5* — эффузивы; *6* — интрузивные породы. Тувинский прогиб: *7* — эффузивы; *8* — интрузивные породы. Кузнецкий прогиб: *9* — эффузивы; *10* — интрузивные породы; *11* — средние типы пород: 1 — базаниты; *2* — тешениты; *3* — трахидолериты; *4* — эссексит-габбро; *5* — эссексит; *6* — тефриты; *7* — базальты; *8* — габбро; *9* — диабазы; *10* — шошониты; *11* — нефелиновые сиениты; *12* — фонолиты; *13* — щелочные сиениты; *14* — щелочные трахиты; *15* — нордмаркиты; *16* — щелочноземельные сиениты; *17* — щелочноземельные трахиты; *18* — диориты; *19* — андезиты; *20* — дациты; *21* — щелочноземельные граниты; *22* — риолиты (липариты); *23* — щелочные граниты; *24* — комендиты.

бирской платформе байкалид Протеросаяна и салаирид Кузнецкого Алатау к поздним каледонидам Западного Саяна, граничащим с варисцидами Горного Алтая, хорошо иллюстрируется сводной схемой размещения девонских вулкано-плутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской области (см. рис. 1). Эта тенденция отчетливо устанавливается и в химизме интрузий. При сравнении петрохимических диаграмм девонских вулкано-плутонических ассоциаций разных районов (см. рис. 2—12), ясно видно, что гранит-сиенитовые интрузии каждый раз повторяют по химизму сопряженные с ними салические эффузивы. Пары вариационных линий, соответствующие эффузивным и интрузивным комплексам, строго согласованно смещаются при переходе от северных районов к южным, от щелочных ассоциаций типа Таити и Этны к щелочноземельным сериям типа Сан-Франциско и Лассен-Пик (см. рис. 13). Точно так же совместно они группируются и по значениям щелочного модуля: интрузии и эквивалентные им эффузивы северных районов — в поле пород повышенной и высокой щелочности, а интрузии и эффузивы юго-западных областей — в поля щелочноземельных ассоциаций (см. рис. 16). Об этой же тенденции свидетельствуют диаграммы средних значений основных петрохимических характеристик гранит-сиенитовых интрузий и девонских салических эффузивов, составленные для разных районов (см. рис. 14 и 15).

Таким образом, интрузии гранитов и сиенитов органически связаны с девонскими эффузивными комплексами периода среднепалеозойской активизации центральных районов Алтае-Саянской складчатой области. Они существенно дополняют проявления девонского вулканизма, и их исследование помогает лучше понять характер кислого магматизма в этот период, а также общие тенденции в его изменчивости. Представленная ниже обобщенная характеристика гранит-сиенитовых интрузий Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна имеет такое значение.

ГЛАВА 2

МАССИВЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В соответствии с характером изменения продуктов девонского магматизма в различных районах Кузнецкого Алатау и прилегающих к нему частей Минусинского и Кузнецкого прогибов в пределах Кузнецкого Алатау выделяются следующие группы среднепалеозойских интрузивных образований гранитового и сиенитового состава (рис. 17).

1. **Биотитовые граниты юго-восточной части Кузнецкого прогиба.** Массивы этой группы представляют собой типично субвулканические тела, залегающие частично или полностью среди существенно кислых эффузивов и туфов девонской липарит-дацит-андезитовой ассоциации области сочленения Горной Шории и Кузбасса. С кислыми эффузивами они обнаруживают преемственность состава и рассматриваются в качестве их интрузивного эквивалента.

2. **Гранит-сиенитовые массивы северо-западной части Кузнецкого Алатау** принято относить к среднему и среднему — верхнему девону, но этот возраст, как, впрочем, и девонский возраст вообще, для массивов этой группы принимается условно, так как залегают они среди пород рифея и кембрия и взаимоотношение их с заведомо девонскими отложения-

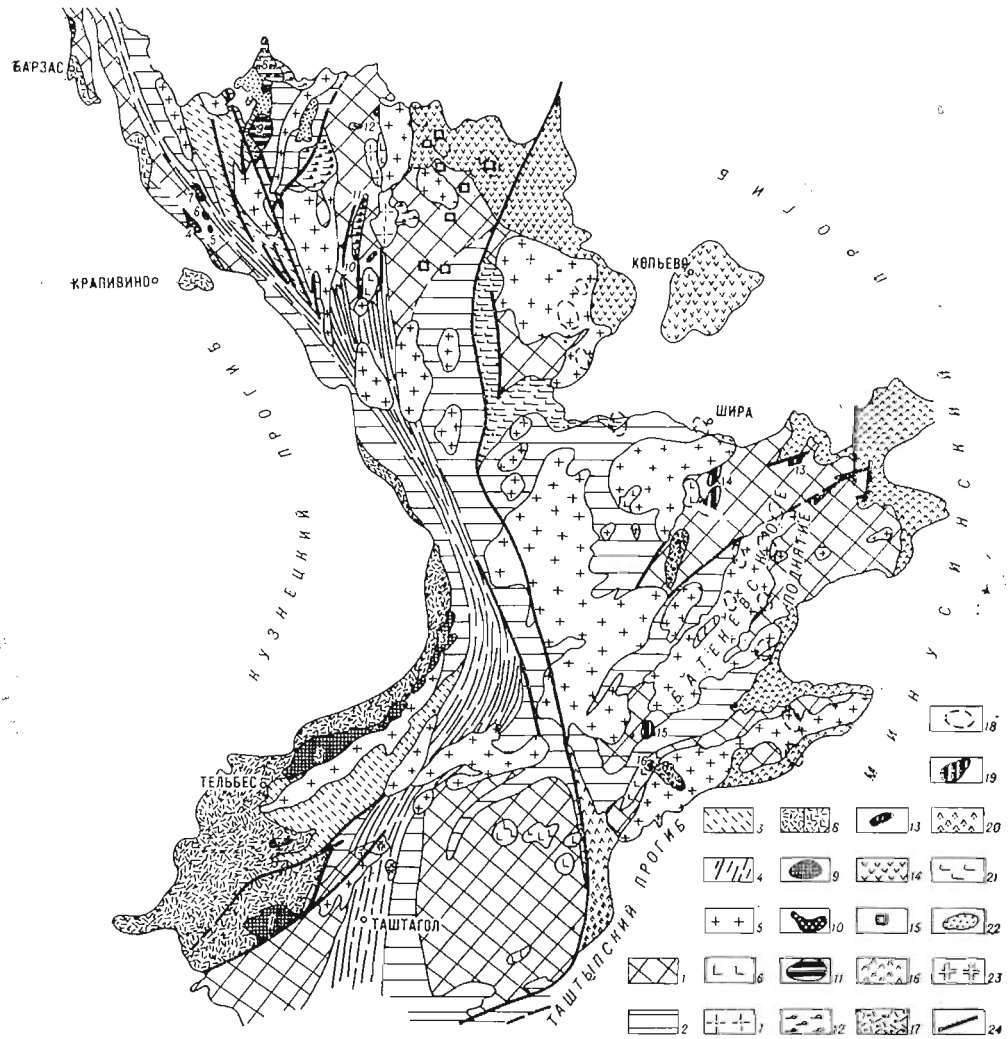


Рис. 17. Размещение массивов среднепалеозойских гранитов и сиенитов в структурах Кузнецкого Алатау.

1 — внутригеосинклинальные поднятия раннекаледонской геосинклинали; *2* — внутригеосинклинальные прогибы раннекаледонской геосинклинали; *3* — верхнекембрийско-ордовикские остаточные геосинклинальные прогибы; *4* — зоны высокой проницаемости; *5* — раннепалеозойские батолитовые граниты; *6* — раннепалеозойские габбровые и сиенит-габбровые массивы; *7* — массивы щелочных сиенитов, сиенито-диоритов, диоритов и некоторых других пород неясного возраста. Среднепалеозойские эффузивные и интрузивные образования: *8* — породы липарит-дацит-андезитовой ассоциации (*а* — средние и кислые эффузивы и туфы юго-восточной части Кузнецкого прогиба; *б* — средние и основные эффузивы и туфы иногда повышенной щелочности Барзасского и Крапивинского районов); *9* — массивы биотитовых гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба (1 — Кистальский, 2 — Тамбовский, 3 — Мезинский); *10* — гранит-сиенитовые массивы северо-западной части Кузнецкого Алатау (горы: *4* — Сосновая, *5* — Барбаган, *6* — Каменская, *7* — Северная); *11* — массивы биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов Чебулинского района (*8* — Тыштымский, *9* — Чебулинский); *12* — андезитовые и диабазовые порфириты нормальной повышенной щелочности, ортофиры, туфы этих пород трахибазальт-андезитовой ассоциации севера Кузнецкого Алатау; *13* — массивы нефелиновых, либенеритовых и щелочных сиенитов центральной части Мариинской Тайги (*10* — Большесеменовский, *11* — Тулуюльский, *12* — Макаракский); *14* — существенно щелочные эффузивы и туфы главным образом основного и среднего состава трахибазальт-базальтовой ассоциации; *15* — местоположение массивов щелочных габброидов, уртитов, нефелиновых сиенитов и других щелочных пород; *16* — андезитовые, трахиандезитовые, диабазовые порфириты трахиандезит-базальтовой ассоциации; *17* — кислые и средние эффузивы и туфы трахилипарит-андезитовой ассоциации; *18* — участки широкого развития даек плагиопорфиров; *19* — сиенит-граносиенитовые массивы Батеневского поднятия (*13* — Красногорский, *14* — Туимо-Карышские, *15* — Улуг-Засский, *16* — Тейские); *20* — средние и основные эффузивы андезит-базальтовой ассоциации; *21* — вулканогенные толщи неясного типа; *22* — девонские красноцветные отложения Мариинской Тайги; *23* — проблематично герцинские граниты; *24* — дизъюнктивные нарушения.

ми не известны. В качестве девонских образований гранит-сиенитовые массивы северо-западной части Кузнецкого Алатау могут рассматриваться как вероятные комагматы девонских эффузивов Крапивинского и Барзасского районов северо-востока Кузнецкого прогиба.

3. **Массивы биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов Чебулинского района** на севере Кузнецкого Алатау похожи на массивы биотитовых гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба, но отличаются от них более высокой щелочностью. Они не связаны с эффузивами, размещаются среди красноцветных отложений среднего девона. Присутствующие в Чебулинском районе предположительно нижнедевонские вулканогенные породы древнее этих гранитов.

4. **Массивы нефелиновых, либнеритовых и щелочных сиенитов центральной части Мариинской Тайги.** В отличие от ранее перечисленных районов в центральной части Мариинской Тайги интересующие нас среднепалеозойские интрузивы сложены в основном сиенитами, которым иногда сопутствуют габбро и монцониты. Гранитоидные породы среднепалеозойского возраста распространены здесь слабо и представлены мелкими телами (в основном дайками) гранитов, граносиенитов и микрограносиенит-порфиров повышенной щелочности.

Среднепалеозойские сиениты Мариинской Тайги обнаруживают отчетливую связь с эффузивами девонской трахибазальт-андезитовой ассоциации севера Кузнецкого Алатау и относятся к категории субвулканических образований. На северо-востоке Кузнецкого Алатау, где девонские вулканогенные толщи приобретают в основном трахибазальт-базальтовый состав, они сменяются существенно щелочно-габброидными интрузивами.

5. **Сиенит-граносиенитовые массивы Батеневского поднятия** появились в связи с формированием эффузивно-пирокластических пород среднепалеозойской трахилипарит-андезитовой ассоциации Батеневского поднятия. Сиенит-граносиенитовые массивы иногда тесно совмещены с этими эффузивами в пространстве, залегая в полях их распространения.

6. **Дайковый комплекс плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау** отличается от всех других резко выраженным субвулканическим характером, в основном дайковой формой проявления и заметным разнообразием пород. Дайковый платиопорфировый комплекс описан В. И. Богнибовым в самостоятельном разделе работы.

Массивы биотитовых гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба

К массивам этой группы относятся Кистальский, Тамбовский и Мезинский массивы. В процессе геологических съемок они изучались А. И. Скоморохóвым, Б. А. Блюман, В. С. Мурзиным, В. Г. Руткевич, В. Д. Яшиным и др. Специальными исследованиями Тамбовского и Мезинского массивов занимался в 1964 г. В. И. Богнибов.

Кистальский массив

Расположен в среднем течении р. Кондома, несколько выше дер. Кондома. Площадь 200 км^2. Залегает в основании девонской вулканогенной серии юго-восточной части Кузнецкого прогиба, образуя, по всей вероятности, крупную межформационную пластовую интрузивную залежь с северо-западным падением, внедрившуюся вдоль поверхности несогласия между существенно карбонатными породами рифея и вулканогенными породами девона. Контактирует массив в основном с эффузивами и туфами девона, которые имеют здесь преимущественно кварц-порфировый

и андезитовый состав. В юго-восточном контакте массива, т. е. в его вероятном лежачем боку, появляются карбонатные породы рифейского возраста. Контакт с ними тектонический.

Обнажен массив слабо, исключая долину р. Кондома, которая рассекает его примерно на две равные половины. Дальнейшее описание массива дается главным образом на основании изучения разрезов по этой реке.

Сложен Кистальский массив гранит-порфирами и гранитами, формирование которых осуществлялось в несколько актов внедрения. Удается зафиксировать минимум три фазы внедрения гранитов. Продуктами первой фазы являются микрогранит-порфиры и микрограниты, наблюдаемые в виде ксенолитов в породах второй, главной, фазы внедрения интрузии. Ксенолиты эти встречаются редко и нами наблюдались лишь по р. Кондома в районе устья р. Кистал. Размеры их 0,2—1,5 м.

Затем следуют гранит-порфиры и граниты главной фазы внедрения. Среди них преобладают гранит-порфиры. Граниты распространены ограниченно, будучи приуроченными к центральным частям массива. Эти породы, в свою очередь, рвутся многочисленными дайками микрогранит-порфиров. Дайки имеют разнообразное простирание и мощность 0,3—5 м.

В заключение появляются дайки диабазов и кварцевых порфиров мощностью до нескольких метров.

Микрогранит-порфиры и микрограниты ксенолитов состоят из кварца, калинатрового полевого шпата и пертита, плагиоклаза, биотита (табл. 1).

В порфировых разностях вкрапленники представлены в основном плагиоклазом, который образует зонарные кристаллы с сильно разложенным серицитизированным ядром и альбитовой периферией. Реже во вкрапленниках присутствует кварц и калинатровый полевой шпат ($-2V=+51°$, $Ng=1{,}529$, $Np=1{,}522$). Последний содержит в себе редкие вростки альбита, а по периферии окружен каемкой пертита. Общее количество вкрапленников в породе не превышает 5—8% ее объема.

Основная масса породы состоит из кварца, серицитизированного альбита, пертита и биотита. Пертит сложен главным образом калишпатом ($-2V=74—82°$, $Np=1{,}517$) с небольшим количеством жилковатых вростков альбита. Калишпат сильно пелитизирован. Иногда в ядрах пертитовых зерен виден свежий калинатровый полевой шпат, аналогичный калинатровому полевому шпату вкрапленников.

Структура основной массы — микрогранитовая, участками микропегматитовая.

Непорфировые микрограниты ксенолитов отличаются от микрогранит-порфиров отсутствием вкрапленников.

Таблица 1

Средний минеральный состав пород Кистальского массива, об. %

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат и пертит	Биотит	Роговая обманка	Рудный
Микрогранит-порфир ксенолита (1 фаза)	32	34	29	5	—	Доли процента
Гранит-порфиры и граниты главной фазы	33	27	37	2	—	То же
Роговообманковый — биотитовый гранит	30	16	50	1	3	»
Микрогранит-порфир дайковый (3 фаза)	30	42	26	2	—	»

Под воздействием гранитов главной фазы микрограниты ксенолитов испытывают иной раз биотитизацию (с возрастанием количества биотита в них до 10%) и, видимо, альбитизацию.

Гранит-порфиры и граниты главной фазы внедрения. Это среднезернистые породы, характеризующиеся тем же набором минералов, что и микрограниты ксенолитов, но в несколько ином соотношении (см. табл. 1). В них присутствуют также магнетит, апатит, циркон, флюорит. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом или плагиоклазом и калинатровым полевым шпатом.

Плагиоклаз меняется по составу от почти чистого альбита до плагиоклаза № 17—23 и даже андезина № 40—46, наблюдающегося в ядерных частях зонарных кристаллов. Отмечается два типа кристаллов плагиоклаза. Один тип — это свежие, часто зонарные, особенно во вкрапленниках, кристаллы, основность которых не опускается, видимо, ниже десятого номера. Другой тип — серицитизированные, пелитизированные кристаллы с менее высоким содержанием анортитовой молекулы (от первых номеров альбита до плагиоклаза № 20—23). Зонарность для них не характерна, хотя кое-где и имеет место. Эти кристаллы, вероятно, являются деанортизированными кристаллами плагиоклаза первого типа. В породе обычно одновременно присутствуют плагиоклазы обоих типов с преобладанием то первого, то второго из них.

Калинатровый полевой шпат образует широкотаблитчатые, несколько менее идиоморфные, чем плагиоклаз, кристаллы ($-2V=60—70°$, $Np=1{,}521—1{,}522$). Он свеж и однороден, в нем лишь иногда наблюдаются редкие жилки альбита или пластинчатые вростки калишпата ($Np=1{,}518$), ориентированные приблизительно вдоль плоскости $15.0.\bar{2}$. По периферии кристаллы калинатрового полевого шпата окружены каемками пертита или мутного калишпата. Альбит в пертите имеет $Np=1{,}527$; калишпат — $Np=1{,}518$. В породе много самостоятельных зерен пертита.

Биотит гранит-порфиров и гранитов окрашен в умеренно бурый цвет ($Np=1{,}594—1{,}597$). В большинстве случаев хлоритизирован. Изредка биотиту сопутствует бледно-зеленая роговая обманка ($cNg=13—14°$, $-2V=55°$, $Np=1{,}673$). Такие биотит-роговообманковые граниты отличаются от биотитовых гранитов более высокой щелочностью. В них сильно возрастает количество калинатрового полевого шпата и пертита в ущерб плагиоклазу (см. табл. 1).

Структура гранит-порфиров и гранитов — гранитовая. Очень часты микропегматитовые срастания кварца и калинатрового полевого шпата (или пертита).

В контакте с девонскими эффузивами гранитоиды главной фазы внедрения Кистальского массива испытывают закалку, приобретая эффузивноподобный облик. В северо-западном эндоконтакте массива такие изменения наблюдаются уже в 500—600 м от контакта, где гранит-порфиры сменяются плотными тонкозернистыми базокварцевыми порфирами, сложенными мелкими вкрапленниками альбита, грубопятнистого пертита и кварц-альбит-калишпатовой основной массой. С приближением к контакту они становятся еще более мелкозернистыми — основная масса у них приобретает фельзитовую структуру и отличить эти породы от эффузивов вмещающей девонской толщи очень трудно. Поэтому здесь трудно провести точную границу массива.

По р. Кондома, около устья р. Кистал, в среднезернистых гранитах и гранит-порфирах центральной части Кистальского массива были встречены ксенолиты метаморфизованных порфиритов. Они имеют темно-зеленую, а в более интенсивно измененных разностях розовато-зеленую окраску, округлую форму, четкие контуры. Размеры их — от нескольких сантиметров до 20—30 см.

Наименее измененные ксенолиты состоят из беспорядочно ориентированных лейст слегка серицитизированного альбита, цементируемых: а) хлоритом и кальцитом с небольшой примесью эпидота или б) агрегатом хлоритизированного биотита (?) в ассоциации с хлоритом и эпидотом или, наконец, в) бледно-зеленым актинолитом ($cNg = 14—17°$, $-2V = 64—74°$; $Np = 1{,}650$) с примесью эпидота и хлорита.

В более измененных ксенолитах появляется интерстиционный ксеноморфный кварц. Количество темноцветных минералов сокращается. В имеющихся шлифах они представлены хлоритом и эпидотом. Есть немного кальцита.

В еще более переработанных ксенолитах количество кварца возрастает до 20—25%. Появляется калинатровый полевой шпат в крупных зернах, цементирующих плагиоклаз. Он образует частью однородные прозрачные зерна, частью же превращен в пертит. Неразложенный калинатровый полевой шпат имеет $-2V = 70—75°$, $Np = 1{,}519—1{,}520$, т. е. является более низкотемпературным и содержит меньше альбитовой молекулы, чем калинатровый полевой шпат гранитов. В породе его не более 10—15%.

Темноцветный минерал в сильно переработанных ксенолитах представлен в основном роговой обманкой (25—30%) с незначительной примесью хлорита и эпидота. Имеет зеленовато-бурую окраску, $cNg = 12—16°$, $-2V = 63—83°$, $Np = 1{,}662$. Судя по этим константам, роговая обманка менее железиста, чем в биотит-роговообманковых гранитах, и более железиста, чем в слабо измененных ксенолитах.

Структура сильно переработанных ксенолитов гипидиоморфно-зернистая, близкая к структуре гранодиоритов. Плагиоклазовые зерна здесь имеют форму не лейст, а более крупных призматических кристаллов, идиоморфных по отношению к кристаллам калинатрового полевого шпата и кварца. Такое укрупнение зерен плагиоклаза в ксенолитах начинается уже с появления в них кварца, но на первых порах оно выражено слабо.

Изменения, наблюдаемые в ксенолитах, являются результатом недошедшей до конца метасоматической гранитизации порфиритов. Они могут представить интерес как иллюстрация такого типа процессов в связи с типично субвулканическим массивом гранитов.

Дайковые микрогранит-порфиры третьей фазы. По набору минералов и их составу аналогичны гранитам и гранит-порфирам главной фазы. В качестве вкрапленников содержат альбит и редко калинатровый полевой шпат. Основная масса — кварц, альбит или олигоклаз, калинатровый полевой шпат, пертит, биотит. Структура гранитовая, участками микропегматитовая. От пород главной фазы микрогранит-порфиры отличаются несколько иным соотношением минералов (см. табл. 1), а также более низкотемпературным и менее упорядоченным характером калинатрового полевого шпата ($-2V = 70—86°$).

Кварцевые порфиры, секущие породы Кистальского массива. Состоят из вкрапленников кварца и альбита, к которым в отдельных случаях присоединяются редкие вкрапленники калиевого полевого шпата, мусковита и хлоритизированного биотита. Объем вкрапленников составляет 10—15% объема породы.

Основная масса сложена калишпатом (не менее 30—35% объема породы), плагиоклазом, кварцем, чешуйками биотита или мусковита. Имеет аллотриоморфную, фельзитовую или сферолитовую структуру.

Химический состав пород Кистальского массива приведен в табл. 2. В этой таблице также помещены выполненные по нашим коллекциям химические анализы кварцевых порфиров и их туфов из вмещающей де-

Таблица 2

Химический состав пород Кистальского массива и вмещающих его кислых эффузивов девона

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	76,48	73,14	74,36	71,56	75,26	74,00	76,74	77,86	74,06	66,26
TiO_2	0,13	0,28	0,12	0,29	0,15	0,28	0,18	0,21	0,28	0,71
Al_2O_3	11,83	13,23	12,97	14,11	12,37	12,15	11,83	11,48	13,44	15,27
Fe_2O_3	0,83	0,62	0,26	1,40	0,49	0,63	0,42	0,61	2,17	2,28
FeO	1,54	1,93	2,58	1,50	1,82	1,72	1,79	1,97	0,86	2,25
CaO	Н.о	0,64	0,64	0,70	0,52	1,33	Н.о	Н.о.	Н.о	2,20
MgO	0,47	0,67	0,30	0,21	0,25	0,50	0,71	0,67	0,42	1,12
MnO	0,04	0,04	0,06	0,06	0,06	0,05	0,02	0,05	0,01	0,10
Na_2O	3,63	3,90	3,80	4,39	3,80	2,20	3,36	1,82	2,84	4,50
K_2O	4,99	4,86	4,94	4,87	4,73	5,27	4,59	3,34	3,73	3,48
P_2O_5	0,04	0,07	0,09	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,07	0,16
Nb_2O_5	Сл.	0,001	0,001	0,003	0,002	Сл.	Сл.	0,001	0,001	0,001
Ta_2O_5	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
ZrO_2	0,008	0.020	0,013	0,031	0,013	0,029	0,015	0,014	0,032	0,032
H_2O^+	0,41	0,62	0,32	0,60	0,20	0,96	0,66	1,70	1,44	1,52
H_2O^-	0,04	0,12	0,12	0,10	0,12	0,10	0,08	0,22	0,26	0,16
П.п.п.	0,41	0,56	0,45	0,65	0,20	2,01	0,66	1,86	1,90	1,49
Сумма	100,43	100,08	100,70	99,91	99,92	100,34	100,44	100,13	100,03	100,01
a	14,4	15,1	14,8	16,3	14,5	11,5	13,2	8,2	10,9	15,0
c	0	0,8	0,8	0,9	0,6	1,6	0	0	0	2,6
b	3,2	3,6	3,4	3,2	2,7	3,6	4,7	9,5	9,2	6,2
s	82,4	80,5	81,0	79,6	82,2	83,3	82,1	82,3	79,9	76,2
f'	62,0	63,7	79,0	81,4	76,4	59,4	42,0	23,4	28,1	67,1
m'	22,1	29,2	13,4	10,2	14,3	22,3	23,0	10,8	7,1	30,8
a'	15,9	7,1	7,6	8,4	9,3	18,3	35,0	65,8	64,8	2,1
n	58,8	54,9	54,1	57,9	55,1	38,5	52,5	45,4	54,0	66,3
Q	+36,0	+30,0	+31,6	+25,7	+34,8	+42,0	+37,8	+48,2	+38,0	+19,8

Примечание. 1 — микрогранит-порфир ксенолита (обр. Д-749а-67); 2, 3 — среднезернистые граниты главной фазы (обр. Д-755-67, Д-746-67); 4 — роговообманково-биотитовый гранит главной фазы (обр. Д-729-67); 5 — дайковый микрогранит-порфир третьей фазы (обр. Д-754-67); 6, 7 — кварцевые порфиры, секущие граниты (обр. Д-751-67, Д-762д-67); 8 — туф кварцевого порфира из вмещающей девонской толщи (обр. Д-732-67); 9, 10 — базокварцевые порфиры вмещающей девонской толщи (обр. Д-757-67, Д-738-67).

вонской толщи. Образцы кварцевых порфиров взяты по р. Кондома между северо-западным контактом массива и дер. Кондома.

Из таблицы видно, что граниты всех трех фаз внедрения имеют близкий химический состав. Все они обладают несколько повышенной щелочностью, занимая по своим основным числовым характеристикам промежуточное положение между известково-щелочными и щелочными гранитами. Наибольшая щелочность, как это и следовало ожидать, свойственна роговообманково-биотитовому граниту. Для гранитов характерно преобладание калия над натрием и пересыщенность глиноземом.

Тамбовский массив

Расположен в среднем течении р. Мундыбаш, в 5 км ниже дер. Веселая Грива. Представляет собой линейно-вытянутое тело северо-восточного простирания. Площадь около 12 км^2. Залегает среди эффузивов девона, возможно, в виде пластовой интрузивной залежи с северо-западным падением. В юго-восточном контакте массива развиты в основном андезитовые порфириты и их туфы. Изредка встречаются тела кварцевых

порфиров. В северо-западном контакте распространены лавы и туфы кварцевых порфиров.

Сложен Тамбовский массив довольно однообразными гранитами, представляющими собой средне-, реже мелкозернистые породы временами порфировой структуры. Порфировые разности в качестве вкрапленников содержат пертитизированный калинатровый полевой шпат, плагиоклаз и очень редко кварц. По составу тамбовские граниты близки гранитам главной фазы Кистальского массива и состоят из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, пертита, биотита, апатита, циркона, магнетита. Количество кварца равно в среднем 37%, т. е. оно выше, чем в гранитах Кистала. Среднее содержание плагиоклаза 26%, калинатрового полевого шпата и пертита — 35%. Эти соотношения иногда резко меняются в сторону уменьшения плагиоклаза до 10—15% за счет возрастания количества калинатрового полевого шпата и пертита. Количество биотита равно 1—2%. В некоторых образцах вместе с биотитом появляются чешуйки мусковита.

Плагиоклаз породы меняется по составу от альбита до олигоклаза №23—25. Для кристаллов его часто свойственна нормальная зональность. Калинатровый полевой шпат имеет $-2V=65—70°$; $Np=1{,}522$. В неразложенном состоянии этот минерал встречается редко и обычно превращен в грубополосчатый пертит, состоящий из вростков калиевого полевого шпата ($-2V=68—70°$; $Np=1{,}517—1{,}518$) и альбита ($2V=-86—+86°$; $Np=1{,}527$). Биотит в гранитах почти всегда хлоритизирован. Порода имеет гранитовую структуру. В значительном количестве развиты микропегматитовые срастания кварца и калинатрового полевого шпата (или пертита). С приближением к контактам граниты Тамбовского массива приобретают более мелкозернистую структуру и порфировое сложение.

Таблица 3

Химический состав пород Тамбовского массива и вмещающих его кислых эффузивов девона

Окисел	11	12	13
SiO_2	77,93	75,62	72,68
TiO_2	0,12	Сл.	0,25
Al_2O_3	13,23	12,79	12,97
Fe_2O_3	0,73	0,44	0,46
FeO	1,66	1,15	2,79
MnO	0,05	Сл.	0,03
MgO	0,17	0,05	0,50
CaO	0,68	0,42	0,98
Na_2O	3,42	4,05	3,36
K_2O	4,12	4,87	4,55
P_2O_5	0,02	0,01	0,06
H_2O^-	—	0,09	0,16
П.п.п.	0,36	0,29	1,27
Сумма	99,50	99,78	100,06
a	12,9	15,5	13,5
c	0,9	0,5	1,2
b	4,8	1,7	4,7
s	81,6	82,4	80,6
f'	46	88	63
m'	7	12	17
c'	—	—	—
a'	47	—	20
n	55	56	53
Q	+36,3	+33,2	+33,0

Примечание. 11 — гранит (данные А. И. Скоморохова); 12 — гранит (данные В. Н. Богнибова); 13 — туф кварцевого порфира вмещающей девонской толщи (обр. Д-807-67).

По химизму (слегка повышенная щелочность, преобладание калия над натрием, пересыщенность глиноземом) тамбовские граниты аналогичны гранитам Кистала (табл. 3).

Мезинский массив

Это сильно вытянутое в северо-восточном направлении тело или серия сближенных в пространстве тел площадью примерно 200 км². Располагается в бассейне рек Большой и Малой Мези. Подобно Кистальскому массиву, размещается вдоль границы девонской вулканогенной толщи

Таблица 4

Химический состав пород Мезинского массива

Окисел	14	15	16	17
SiO_2	75,72	74,59	74,55	73,30
TiO_2	Сл.	0,16	0,10	0,22
Al_2O_3	12,99	13,49	13,36	14,42
Fe_2O_3	0,63	1,47	0,88	0,62
FeO	0,72	0,95	1,34	1,68
MnO	Сл.	0,03	0,03	0,07
MgO	0,14	0,24	0,29	0,49
CaO	0,66	0,82	0,97	1,59
Na_2O	4,05	3,62	3,31	3,50
K_2O	4,63	3,59	3,46	3,50
H_2O^-	0,10	—	—	—
P_2O_5	0,10	—	—	—
П.п.п.	0,34	—	—	—
Сумма	100,08	98,96	98,29	99,39
a	15,1	14,2	13,1	12,2
c	0,7	0,7	0,9	1,9
b	1,5	6,1	7,0	5.3
s	82,6	79,0	79,0	80,5
f'	78	39	42	39
m'	17	49	50	14
c'	5	—	—	—
a'	—	12	8	47
n	57	60	59	60
Q	+34,3	+15,0	+28,0	+34,7

Примечание. 14 — гранит (данные В. Н. Богнибова); 15, 16, 17 — граниты (данные Г. А. Поспелова и др.).

юго-восточной части Кузнецкого прогиба с породами нижнего палеозоя (с гранитоидами Тамбовского плутона).

По данным В. И. Богнибова, Мезинский массив сложен гранитами, состоящими из кварца (среднее содержание 32%), альбита (21%), пертитизированного калинатрового полевого шпата (45%), биотита (2%). Калинатровый полевой шпат в неразложенном состоянии почти не встречается: обычно в породе наблюдается пертит. Калишпат в пертите имеет $-2V=68-78°$; $Np=1{,}519$, альбит — $-2V=87-90°$; $Np=1{,}528$.

Структура породы гранитовая. Широко развиты микропегматитовые срастания кварца и калинатрового полевого шпата. Есть участки со сферолитовой структурой. Часты порфировые структуры. Вкрапленники в порфировых разностях представлены кварцем, реже — калинатровым полевым шпатом.

В эндоконтактах массива граниты приобретают более меланократовый состав в результате контаминации материалом вмещающих пород. В них, в частности, появляется роговая обманка. Встречаются ксенолиты вмещающих пород.

Граниты массива секутся дайками гранит-порфиров.

Химический состав мезинских гранитов в общих чертах такой же, как и гранитов Кистальского и Тамбовского массивов (табл. 4). Преобладание калия над натрием здесь выражено менее рельефно.

Гранит-сиенитовые массивы северо-западной части Кузнецкого Алатау

Изучением среднепалеозойских гранит-сиенитовых массивов северо-западной части Кузнецкого Алатау мы не занимались и знакомы с ними лишь по результатам съемочных работ геологов ЗСГУ (Г. М. Купсика, О. И. Никонова, М. П. Тараймовича, Г. П. Шарихиной, Н. Ф. Ткаченко и др.). По данным этих авторов, массивы имеют площадь от долей квадратного километра до 20—27 км². Наиболее крупными являются массивы гор Северной и Сосновой. Массив горы Северной сложен в основном щелочными и известково-щелочными сиенитами, которые занимают не менее 85% его площади, а также нордмаркитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранитами, диоритами. В состав массива горы Сосновой входят нормальные и щелочные сиениты, кварцевые сиениты, граносие-

ниты, сиенито-диориты, диориты, граниты, щелочные граниты. Массив имеет зональное строение. Периферия его сложена сиенито-диоритами и диоритами, которые к центру массива постепенно сменяются породами гранит-граносиенитового состава.

К числу менее крупных массивов принадлежат массивы горы Барбакан (щелочные и известково-щелочные биотитовые и роговообманковые граниты, граносиениты, сиениты) и горы Каменной (главным образом биотитовые граниты). В этом районе отмечаются также мелкие тела щелочных сиенитов, эссекситов, монцонитов и субвулканических кварцевых порфиров.

Массивы биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов Чебулинского района

В бассейне р. Чебула на севере Кузнецкого Алатау известны два крупных гранитных массива (Тыштымский и Чебулинский) и большое количество даек и силлов кварцевых порфиров девонского возраста (рис. 18). Все эти образования пространственно тяготеют к небольшому среднепалеозойскому прогибу меридионального простирания, выполненному пологолежащими (с углами падения 5—45°) красноцветными алевролитами и песчаниками фаунистически охарактеризованного среднего девона (Горелов, Надлер, 1968). Тыштымский и Чебулинский массивы залегают в основании красноцветной толщи, вероятно, в виде межформационных пластовых интрузивных залежей. Дайки и силлы кварцевых порфиров секут красноцветы, встречаясь в различных частях прогиба. Они хорошо вскрыты по долине р. Чебула.

Граниты Чебулинского района изучались Д. В. Никитиным (1940), А. С. Егоровым, А. Р. Ананьевым, Л. В. Алабиным, А. И. Мостовским, Г. Ф. Гореловым и Ю. С. Надлером и другими исследователями.

Тыштымский массив

Занимает площадь около 300 км². Расположен вдоль северо-восточной границы прогиба. На западе, в своем висячем боку (?), он контактирует с красноцветами девона, среди которых изредка устанавливаются в неясном залегании андезитовые и диабазовые порфириты. На востоке, со стороны лежачего бока (?), отмечаются средние и основные эффузивы предположительно нижнедевонского возраста и кое-где красноцветные песчаники и алевролиты. Вскрыт Тыштымский массив очень плохо за исключением самой северной части.

В основной своей массе Тыштымский массив сложен биотит-роговообманковыми микрогранит-порфирами, переходящими в мелко- и среднезернистые граниты и граносиениты. Некоторые исследователи в эндоконтактовых частях массива отмечают сиениты, но нами эти породы встречены не были.

Биотит-роговообманковые микрогранит-порфиры в качестве вкрапленников содержат кристаллы альбита, часто оброшие по периферии каемками пертита, и свежий или пертитизированный калинатровый полевой шпат. Количество вкрапленников достигает 15—20% объема породы.

Основная масса сложена альбитом в удлиненных идиоморфных кристаллах, калинатровым полевым шпатом, который обычно превращен в пертит, кварцем, роговой обманкой, биотитом, магнетитом, цирконом, сфеном. Неразложенный калинатровый полевой шпат породы имеет $-2V=59—68°$, $Np=1{,}523—1{,}524$. В пертите калиевый полевой шпат

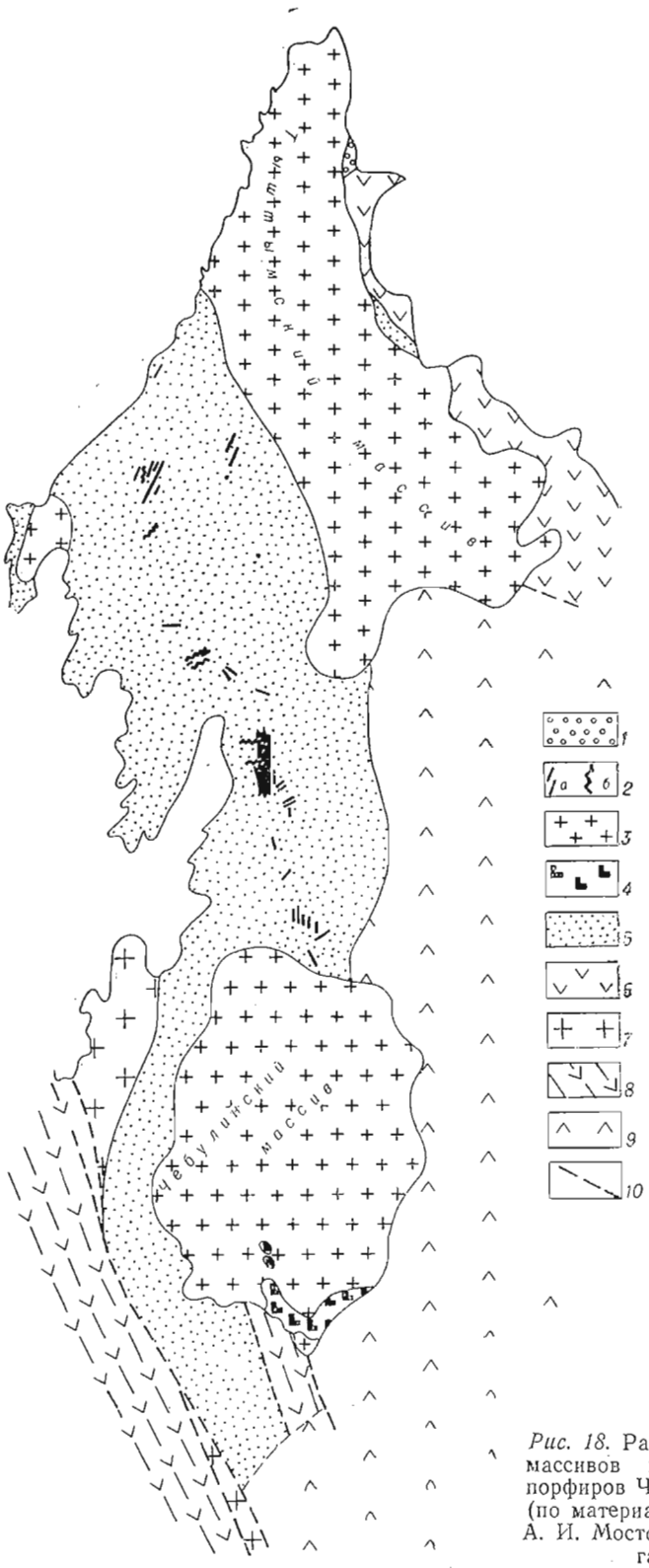


Рис. 18. Размещение гранитных массивов и даек кварцевых порфиров Чебулинского района (по материалам Л. В. Алабина, А. И. Мостовского, В. Н. Довгаля и др.).

1 — осадочные породы мезозоя; *2* — дайки (*а* — кварцевых порфиров, *б* — диабазов); *3* — граниты; *4* — габбро; *5* — красноцветные песчаники и алевролиты среднего девона; *6* — проблематично девонские эффузивы и туфы среднего и основного состава; *7* — раннепалеозойские граниты; *8* — вулканогенно-осадочные породы ордовика; *9* — вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; *10* — дизъюнктивные нарушения.

имеет угол $-2V=74-83°$, $Np=1{,}518-1{,}520$. Роговая обманка окрашена в зеленый цвет со слабым буроватым оттенком: $cNg=14-17°$, $-2V=64-75°$, $Np=1{,}647-1{,}650$. У биотита $Np=1{,}630$.

Среднее содержание минералов в биотит-роговообманковых микрогранит-порфирах показано в табл. 5. Структура основной массы породы микрогранитовая, участками — микропегматитовая.

Среди микрогранит-порфиров в одном случае были встречены эгирин-арфведсонитовые разности. От биотит-роговообманковых микрогра-

Таблица 5

Средний минеральный состав пород Тыштымского массива

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат+пертит	Биотит	Роговая обманка	Пироксен	Рудный
Биотит-роговообманковые микрогранит-порфиры	27	37	32	Доли процента	3	—	Доли процента
Эгирин-арфведсонитовые микрогранит-порфиры	39	—	53	—	1	5	2
Среднезернистые граниты	25	35	38	1	1	—	Доли процента
Граносиениты	15	6	76	3	1	—	То же
Аплитовидные граниты	51	28	19	—	2	—	»

нит-порфиров эти породы отличает, помимо иного состава темноцветных минералов, более высокое содержание кварца и отсутствие плагиоклаза (см. табл. 5). Вкрапленники в них представлены пертитом (с кое-где сохранившимся в центральных частях зерен неразложенным калинатровым полевым шпатом) и кварцем. Основная масса состоит из пертита, кварца, зеленого эгирин-авгита ($-2V=78°$; $cNg=8°$), арфведсонита ($2V\approx90°$; $cNg=12°$), магнетита, циркона.

Мелко- и среднезернистые граниты состоят из кварца, плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и пертита, роговой обманки, биотита, магнетита, циркона, сфена. Количественное соотношение этих минералов приведено в табл. 5.

Плагиоклаз в части пород отвечает альбиту, в части — нормально зонарному олигоклаз-андезину с ядром № 23—38 и периферией № 12—21. Альбитовые граниты по сравнению с олигоклаз-андезиновыми обычно несколько богаче калинатровым полевым шпатом и беднее кварцем.

Калинатровый полевой шпат в гранитах относится к более упорядоченным разностям, чем в микрогранит-порфирах: $-2V=80-82°$, $Np=1{,}522$. Роговая обманка окрашена в бледно-зеленый цвет: $-2V=81°$, $cNg=14-17°$, $Np=1{,}545$. Биотит имеет $Np=1{,}530$. Структура породы гранитовая.

Граносиениты распространены ограниченно, встречаясь в различных частях массива. С гранитами связаны взаимопереходами. Состоят из кварца, альбита, калинатрового полевого шпата ($-2V=72°$, $Np=1{,}523$), пертита, биотита, несколько более железистой, чем в гранитах, зеленой роговой обманки ($-2V=69°$, $cNg=18°$, $Np=1{,}660$), акцессориев.

Микрогранит-порфиры и граниты Тыштымского массива секутся многочисленными дайками гранитоидов мощностью до нескольких метров. Сложены дайки биотитовыми, биотит-роговообманковыми и роговообманковыми микрогранит-порфирами и мелкозернистыми аплитовидными гранитами. По набору минералов и их составу эти породы аналогичны ранее описанным гранитоидам массива.

Таблица 6

Химический состав пород Тыштымского массива

Окисел	18	19	20
SiO_2	70,34	70,41	68,47
TiO_2	0,36	0,37	0,40
Al_2O_3	14,34	13,77	14,63
Fe_2O_3	1,01	0,94	1,79
FeO	2,27	2,82	1,44
MnO	0,02	0,02	0,06
MgO	0,53	0,60	0,69
CaO	0,93	1,12	0,28
Na_2O	4,54	4,48	5,53
K_2O	4,06	4,25	4,52
P_2O_5	0,07	0,35	0,034
H_2O	0,42	0,28	0,24
П.п.п.	—	—	0,56
Сумма	98,89	99,50	99,33
a	15,7	16,0	17,8
c	1,1	1,0	0,3
b	4,7	4,7	4,9
s	78,6	78,5	77,0
f'	63	72	58
m'	17	21	22
c'	—	7	—
a'	20	—	20
n	62	61	45
Q	+24,6	+13,8	+18,1

Примечание. 18, 19 — граниты (данные Л. В. Алабина); 20 — биотит-роговообманковый микрогранит-порфир (обр. В-1004).

В тыштымских гранитах наблюдается повышенная щелочность и некоторое преобладание натрия над калием (табл. 6). Тыштымский массив является более щелочным, чем массивы биотитовых гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба. Это вытекает и из химических анализов, и из таких особенностей состава Тыштымского массива, как наличие в нем граносиенитов и щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов, почти постоянное присутствие в гранитах роговой обманки, меньшее содержание в них кварца, бо́льшая железистость биотита. В противоположность существенно калиевым среднепалеозойским биотитовым гранитам Кузбасса тыштымские граниты характеризуются слабо выраженной натровой специализацией.

Контактовые изменения в связи с Тыштымским массивом — ороговикование.

Чебулинский массив

Располагается на юге среднедевонского прогиба. На востоке контактирует с породами нижнего палеозоя, в остальных частях — с красноцветными песчаниками и алевролитами девона. Последние, по данным Г. Ф. Горелова и Ю. С. Надлера (1968), в контакте ороговиковываются, эпидотизируются, местами скарнируются. Массив имеет площадь около 100 км^2. Сильно закрыт.

Сложен Чебулинский массив главным образом биотитовыми гранитами, состоящими из кварца (среднее содержание 28%), плагиоклаза № 8—20 (18%), калинатрового полевого шпата и пертита (51%), флогопита (3%), магнетита, апатита, циркона, сфена. Оптические свойства калинатрового полевого шпата: $-2V=78—80°$; $Np=1{,}525$. При разложении образуется пертит, в котором калишпат имеет $-2V=62—76°$; $Np=1{,}520$, а альбит — $2V=85—90°$; $Np=1{,}527$. В флогопите $2V=0$; $Ng=1{,}527$; окрашен в слегка желтоватый цвет. В некоторых случаях в породе появляется рибекит.

Граниты имеют равномернозернистую, иногда порфировую структуру. В порфировых разностях вкрапленники представлены плагиоклазом. Микроструктура породы гранитовая, участками микропегматитовая. В эндоконтактовых частях массива появляются микрогранит-порфиры. Здесь же отмечаются граносиениты, отличающиеся от гранитов менее высоким содержанием кварца.

Имеются дайки гранит- и микрогранит-порфиров, граносиенит-порфиров и гранит-аплитов.

А. И. Мостовским в самой южной части Чебулинского массива закартировано прорываемое гранитами небольшое тело габбро. Оно хорошо вписывается в контуры массива и расположено в виде дугообразной поло-

сы шириной до 900 м и длиной около 5 км вдоль его контакта. С красноцветным девоном габбро не соприкасаются, а рвут породы среднего кембрия и ордовика.

По описаниям А. И. Мостовского и др., габбро состоят из зонарного плагиоклаза № 73—21, клинопироксена (30%), бурой роговой обманки с $cNg = 16°$ (10%), магнетита (10%) и единичных ксеноморфных зерен ортоклаза (содержание менее 1%). Вполне возможно, что они являются комагматами гранитов Чебулинского массива и представляют собой, так сказать, его первую фазу.

По химизму чебулинские граниты (табл. 7) являются породами менее щелочными и более богатыми кремнеземом, чем граниты Тыштыма. Для большей части из них не характерно преобладание натрия над калием. Они весьма близки по составу биотитовым гранитам юго-восточной части Кузбасса, но содержат в целом меньше кремнезема. Если же говорить об отличии Чебулинского массива от гранитных массивов юго-востока Кузбасса вообще, то, учитывая присутствие в нем граносиенитов и рибекитовых гранитов, его следует рассматривать как массив, характеризующийся более высокой щелочностью.

Дайки и силлы кварцевых порфиров. Эти образования хорошо представлены в разрезах по р. Чебула. Они залегают среди красноцветных песчаников и алевролитов. Мощность даек колеблется от 5 до 350 м, углы падения — от 70 до 90°, простирание чаще всего меридиональное и северо-восточное, иногда — юго-восточное. Силлы кварцевых порфиров имеют мощность 1—10 м.

Распределены кварцевые порфиры в среднедевонском прогибе неравномерно. Наиболее часто они встречаются в южной части прогиба вблизи Чебулинского массива. Здесь же увеличивается относительное количество пластовых залежей этих пород.

Помимо даек кварцевых порфиров среднедевонские красноцветы секутся дайками титанавгитовых и альбитовых спилитоподобных диабазов. Дайки диабазов имеют мощность 2—8 м, углы падения их 65—90°, простирание широтное и северо-восточное. Встречаются они довольно часто.

Диабазы, по-видимому, во всех случаях являются образованиями более поздними, чем кварцевые порфиры. С ними они иногда совмещены в пространстве, иногда разорваны. Простирание даек диабазов временами совпадает с простиранием

Таблица 7

Химический состав пород Чебулинского массива

Окисел	21	22	23	24
SiO_2	72,86	73,76	72,14	73,68
TiO_2	0,23	0,25	0,27	0,23
Al_2O_3	14,87	13,20	13,30	13,01
Fe_2O_3	0,34	0,95	1,33	1,56
FeO	1,15	1,73	1,94	0,58
MnO	0,04	0,03	0,07	0,015
MgO	0,48	0,22	0,45	0,17
CaO	1,18	0,50	0,94	0,14
Na_2O	4,14	4,16	3,87	4,58
K_2O	3,78	4,48	4,67	4,58
P_2O_5	0,13	0,03	0,03	0,041
H_2O	—	0,15	0,30	0,31
П. п. п.	0,70	0,40	0,13	0,41
Сумма	99,90	99,80	99,44	99,68
a	14,1	15,1	14,2	16,1
c	1,3	0,6	0,1	0,2
b	4,5	3,3	4,8	2,4
s	79,1	80,3	80,0	81,3
f'	30	71	61	78
m'	17	10	17	11
c'	—	—	22	—
a'	52	19	—	20
n	62	58	55	40
Q	+29,7	+30,5	+32,4	+30,2

Примечание. 21—23 — биотитовые граниты (данные Л. В. Алабина); 24 — биотитовый гранит (обр. В-989).

Таблица 8

Химический состав кварцевых порфиров

Окисел	25	26	27	28	29
SiO_2	75,55	75,27	73,94	78,37	75,63
TiO_2	0,09	0,15	0,08	0,23	0,15
Al_2O_3	12,01	12,56	13,57	14,37	12,58
Fe_2O_3	0,49	0,84	1,04	—	0,66
FeO	1,58	1,22	1,58	2,15	1,27
MnO	0,03	0,05	0,05	0,07	0,01
MgO	—	0,01	0,02	0,31	0,04
CaO	0,61	0,22	0,49	0,21	0,32
Na_2O	4,58	4,59	3,69	4,58	3,64
K_2O	4,22	4,23	4,54	4,70	5,01
P_2O_5	0,06	0,07	0,08	0,06	0,06
H_2O	0,04	0,16	0,07	0,13	0,08
П. п. п	0,35	0,36	0,73	0,13	0,33
Сумма	99,57	99,59	99,87	100,19	99,72
a	15,4	15,5	14,1	16,0	14,5
c	0	0,2	0,5	0,2	0,3
b	2,5	1,9	4,1	4,1	2,7
s	82,1	82,4	81,3	79,7	82,5
f'	71	93	52	48	64
m'	0	0	0	11	0
c'	3	—	—	—	—
a'	—	7	48	41	36
n	62	62	56	60	52
Q	+33,4	+33,6	+27,2	+37,5	+28,8

Примечание. 25 — обр. В-210; 26 — обр. В-220; 27 — обр. В-268; 28 — обр. В-282; 29 — обр. В-357.

даек кварцевых порфиров, временами нет. Отмечаются случаи, когда они ориентированы по отношению друг к другу под углом 90°.

Кварцевые порфиры имеют в образце розовую, реже грязно-зеленую окраску. Вкрапленники в них представлены кварцем, менее часто — микропертитовым щелочным полевым шпатом и альбитом. Очень редко во вкрапленниках наблюдается хлоритизированный биотит.

Основная масса существенно кварц-полевошпатовая. В ней имеются чешуйки бесцветной слюды и тонко рассеянные окислы железа, иногда дающие псевдоморфозы, вероятно по щелочной роговой обманке. В двух шлифах в основной массе отмечен арфведсонит.

Структура основной массы фельзитовая, микрофельзитовая, микропойкилитовая, аллотриоморфная, сферолитовая, микрографическая. В одном шлифе можно наблюдать участки с разного типа структурами.

Полевой шпат основной массы породы определить трудно. Главным образом это микро- и криптопертит. В сферолитах, где полевой шпат находится в тонком срастании с кварцем, его состав варьирует от чистого калишпата ($-2V=65$—$70°$, $Np=1{,}516$—$1{,}519$) до калинатрового полевого шпата ($-2V=64$—$87°$, $Np=1{,}525$).

Судя по химическим анализам (табл. 8), кварцевые порфиры бассейна р. Чебула обладают довольно выдержанным составом и относятся к породам, богатым кремнеземом и щелочами. Образцы, представленные анализами 25, 26 и 28, отвечают щелочным кварцевым порфирам, в двух других образцах щелочность несколько ниже. В целом кварцевые порфиры более богаты щелочами, чем граниты Чебулинского массива. От тыштымских гранитов они отличаются меньшей величиной *a* (среднее 15,1 против 16,5), но более высоким отношением *a* : *c* (среднее 75 против 24). Они богаче чебулинских и особенно тыштымских гранитов кремнеземом. Соотношение калия и натрия в них непостоянно. В щелочных разностях натрий в целом преобладает над калием, в субщелочных — наоборот.

В контактах с дайками кварцевых порфиров красноцветные песчаники и алевролиты иногда эпидотизируются. Обычно же они не испытывают никаких видимых изменений.

Массивы нефелиновых, либнеритовых и щелочных сиенитов центральной части Мариинской Тайги

Вопрос о составе среднепалеозойских интрузивных образований в центральной части Мариинской Тайги непрост и вызывает много разногласий. В этой области очень широко распространены сиениты, которые отдельные исследователи чуть ли не целиком считают девонскими. С нашей точки зрения, сиениты Мариинской Тайги разновозрастны и могут быть подразделены на три группы (рис. 19).

1. Сиениты, входящие в состав раннепалеозойской сиенит-габбровой формации (Довгаль, 1968).

2. Сиениты неопределенного возраста. Они слагают главным образом Ударнинский и Николкинско-Гавриловский (Довгаль и др., 1971) массивы. Эти массивы имеют крупные размеры и очень пестрый состав. В них помимо сиенитов (щелочных, нефелиновых и нордмаркитов) в большом количестве встречаются разнообразные кварцевые и бескварцевые сиенито-диориты, калишпатовые диориты, диориты, имеющие «гибридный» облик и возникающие в основном за счет метасоматической переработки вмещающих пород. Пестрота состава Ударнинского и Николкинско-Гавриловского массивов, их образование главным образом «на месте» путем переработки пород окружения и, наконец, внушительные размеры сближают эти массивы с массивами раннепалеозойского мартайгинского гранитоидного комплекса, к которому они, вообще говоря, могут принадлежать. Вместе с тем не исключен и принимаемый большинством исследователей девонский возраст Николкинско-Гавриловского и Ударнинского массивов. Поэтому вопрос о возрасте названных массивов в настоящее время не решается.

3. Сиениты девонского возраста. К ним более или менее определенно могут быть отнесены сиениты, встречающиеся в виде мелких тел в полях развития девонских эффузивов Талановского грабена и, по всей видимости, сиениты небольшого Макаракского габбро-сиенитового интрузива около пос. Макарак.

В настоящей работе мы ограничимся описанием сиенитовых массивов только третьей группы. Это, видимо, не охватывает всего разнообразия среднепалеозойских интрузивов центральной части Мартайги, но при подобном подходе ошибка, связанная с возможным отнесением к среднему палеозою иных по возрасту интрузивных образований, сводится к минимуму.

Помимо сиенитов в полях эффузивного девона центральной части Мартайги изредка встречаются мелкие тела (преимущественно дайки) щелочных и субщелочных граносиенитов и гранитов.

Талановский грабен, в пределах которого размещаются массивы девонских сиенитов, представляет собой тектонический клин меридионального простирания протяженностью 25 км и шириной до 4 км. Сложен он главным образом эффузивами и туфами. По данным В. Г. Крюкова и др. (1966), формирование вулканогенной толщи Талановского грабена началось с появления лав и туфов лабрадоровых и лабрадор-пироксеновых порфиритов. Затем после некоторого перерыва извергаются лавы и туфы трахитовых порфиров, сопровождаемые дайками фонолитов, щелочных сиенитов, трахитовых порфиров и мелкими штоками щелочных и нефелиновых сиенитов. Далее вновь следует перерыв в вулканической деятельности, после чего формируются лавы, туфы и сопутствующие им субвулканические тела андезитовых и оливиновых диабазовых порфиритов. На заключительных этапах внедряются дайки лампрофиров, сиенит-порфиров и граносиенитов.

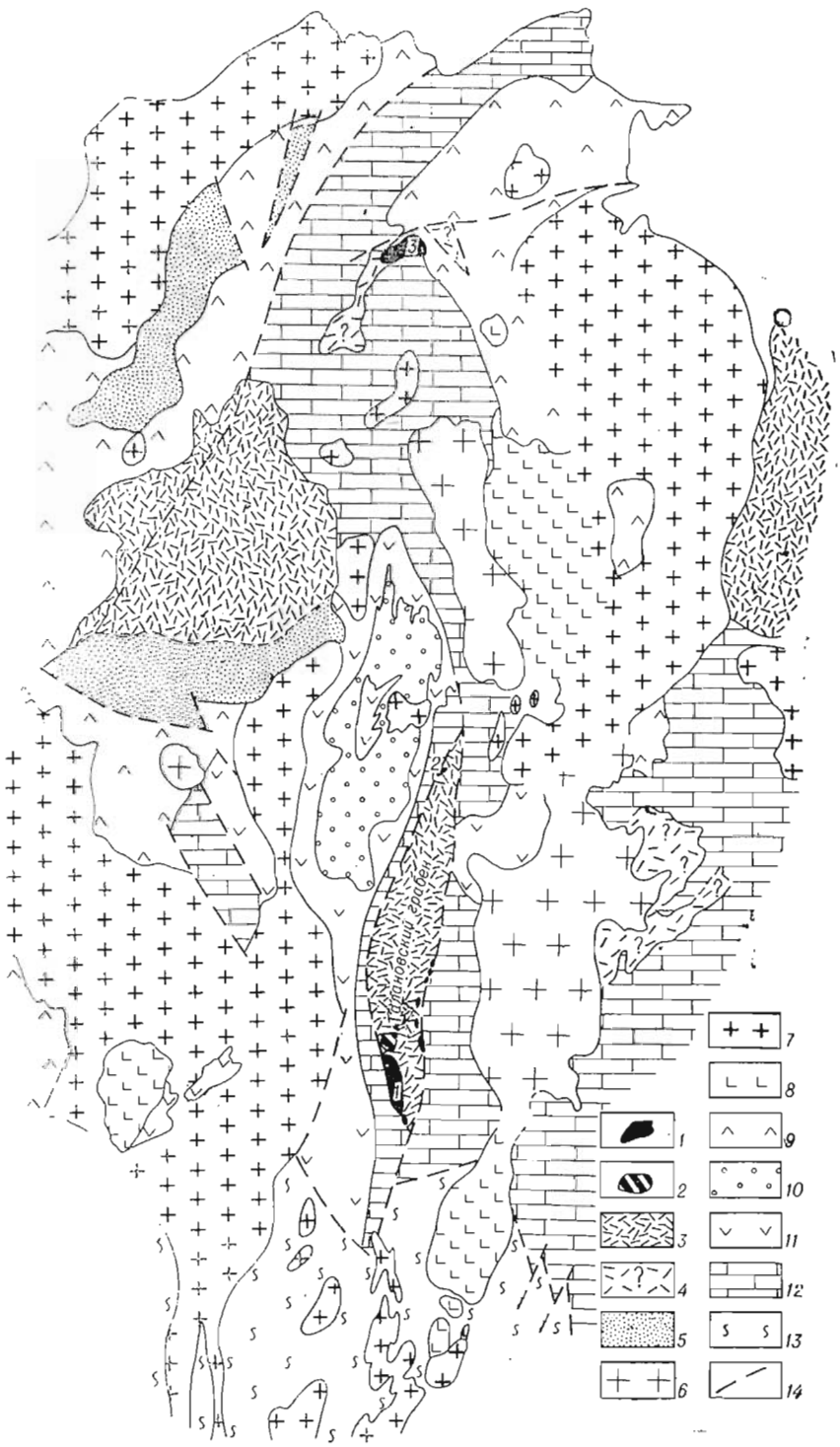


Рис. 19. Геологическое строение центральной части Мариинской Тайги (по материалам Л. В. Алабина, В. Н. Довгаля, А. М. Кузнецова, А. Е. Курмея, А. И. Мостовского, П. А. Пономарева и др.).

1 — массивы девонских нефелиновых, либеритовых и щелочных сиенитов (*1* — Большесеменовский, *2* — Тулуюльский, *3* — Макаракский); *2* — калишпатовые габбро и монцониты Большой Семеновки; *3* — вулканогенные породы девона; *4* — вулканогенные породы предположительно девонского возраста; *5* — осадочные породы девона; *6* — массивы щелочных сиенитов, пордмаркитов нефелиновых сиенитов, сиенито-диоритов, диоритов и других пород неясного возраста; *7* — массивы раннепалеозойских гранитоидов мартайгинского комплекса; *8* — массивы раннепалеозойской сиенит-габбровой формации; *9* — вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; *10* — диориты, габбро-диориты, габбро, пироксениты нижне-среднекембрийской габбро-диоритовой формации; *11* — вулканогенно-осадочные породы рифея (?) — нижнего кембрия; *12* — существенно карбонатные породы рифея — нижнего кембрия; *13* — кристаллические сланцы и мраморы предположительно протерозойского возраста; *14* — дизъюнктивные нарушения.

Девонский возраст вулканогенных и интрузивных образований Талановского грабена, вообще говоря, условен. Палеонтологически он не доказан и принимается на основании различного рода сопоставлений и аналогий.

Из сиенитовых массивов Талановского грабена нами изучались два — Большесеменовский, расположенный вблизи бывшего пос. Большая Семеновка, в южной части грабена, и Тулуюльский, вскрытый в правом борту р. Кия несколько выше устья р. Бол. Тулуюл.

Большесеменовский массив

Это самый крупный сиенитовый массив Талановского грабена. Представлен двумя штоками нефелиновых и либнеритовых сиенитов, отделенных друг от друга двухсотметровой полосой вмещающих пород. Суммарная площадь обоих тел около 4 км^2. Залегают они вдоль западной границы грабена, контактируя на востоке с порфиритами девона, на западе — с карбонатными породами рифея — нижнего кембрия.

Сиениты имеют крупно- или среднезернистую структуру. Крупнозернистые разности слагают западную часть массива, прилегающую к карбонатным породам, среднезернистые — восточную его половину. Восточная половина гипсометрически представляет собой наиболее высокую часть массива, и появление здесь среднезернистых сиенитов, по всей видимости, является следствием относительно быстрого охлаждения магмы на контакте с эффузивами в апикальной части магматической камеры.

Сиениты Большесеменовского массива имеют выдержанный состав и сложены нефелином и либнеритом, щелочным полевым шпатом, эгиринсодержащим авгитом, бурым гастингситом, цирконом, апатитом, пирохлором, магнетитом. Содержание нефелина и либнерита колеблется от долей процента до 25%. Очень редко сиениты лишены этих минералов. Количество темноцветных минералов равно 3—6%. Они обычно разложены.

Щелочной полевой шпат в породе двух типов. В среднезернистых сиенитах он наблюдается главным образом в виде идиоморфных удлиненных призматических кристаллов микро- и криптопертитового строения. Пертиты в нем развиваются вдоль плоскости второго пинакоида. По данным трех химических анализов, этот полевой шпат содержит 35,6—37,0% ортоклазовой, 54,2—60,1% альбитовой и 2,3—8,7% анортитовой молекулы.

В крупнозернистых сиенитах главная масса полевого шпата представлена широкотаблитчатыми неправильно очерченными зернами, состоящими из грубых пластинчатых прорастаний калишпата ($-2V=70-85°$; $Np=1{,}517$) и плагиоклаза № 7—14, ориентированных приблизительно вдоль плоскости (15.0.2). Такого типа полевые шпаты особенно характерны для крупнозернистых сиенитов южного тела.

Нефелин в Большесеменовских сиенитах в неразложенном виде относительно редок. Имеет $No=1{,}537-1{,}540$. Как правило, замещен либнеритом. У эгирин-авгита угол cNp близок к 0°, у гастингсита cNg колеблется от 19 до 15°. Встречаются зонарные кристаллы этого минерала. В породах часто проявлена послемагматическая альбитизация и в менее широких масштабах — микроклинизация.

Либнеритовые и нефелиновые сиениты Большесеменовского массива секутся маломощными дайками: а) среднезернистых либнеритовых сиенитов (аналогичны либнеритовым сиенитам массива), б) мелкозернистых щелочных сиенитов (микропертитовый калинатровый полевой шпат, хлорит, эпидот, рудная сыпь) и в) кварцевых и бескварцевых микросиенит-

Таблица 9

Химический состав пород Большесеменовского массива

Окисел	30	31	32
SiO_2	60,42	58,75	52,70
TiO_2	0,46	0,35	1,38
Al_2O_3	18,19	19,18	18,11
Fe_2O	6,94	5,15	2,46
FeO	0,58	0,58	7,34
MnO	0,14	0,19	0,21
MgO	0,33	0,47	3,08
CaO	0,32	0,32	6,43
Na_2O	6,74	6,07	4,32
K_2O	5,30	6,14	2,09
P_2O_5	0,07	0,08	0,38
H_2O^-	0,16	0,26	0,18
П. п. п.	0,82	1,70	1,86
Сумма	100,20	99,26	100,54
a	21,3	22,6	13,1
c	0,3	0,3	6,1
b	9,3	8,8	17,1
s	69,1	68,3	63,7
f'	71	60	57
m'	5	9	31
c'	—	—	12
a'	24	31	—
n	46	40	76
Q	—4,7	—8,9	—4,9

Примечание. 30, 31 — либнеритовые сиениты (обр. И-765а, И-769); 32 — габбро-монцонит с 12% калинатрового полевого шпата (обр. Д-663-67).

порфиров (калинатровый полевой шпат, обильная рудная сыпь частью в виде псевдоморфоз по щелочной роговой обманке, в кварцевых разностях — кварц в количестве до 10%).

В 200 м севернее Большесеменовского массива среди эффузивов Талановского грабена размещается небольшой шток (0,6 км²) калишпатовых габбро, габбро-монцонитов и монцонитов. В образце это среднезернистые породы, степень раскристаллизации которых уменьшается с приближением к контактам. В их состав входят плагиоклаз № 42—60, 30% клинопироксена ($+2V=50—52°$; $Np=1,689$; $cNg=40°$), 2—20% калинатрового полевого шпата ($Np=1,521$), не более 1% кварца, 1—2% биотита, рудный минерал, апатит.

Структура породы характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению ко всем прочим минералам, включая пироксен. Кристаллы плагиоклаза, имеющие здесь вытянутую форму и беспорядочную ориентировку, образуют как бы каркас породы, а остальные минералы выполняют промежутки между ними.

Исследование химического состава сиенитов и габбро-монцонита Большесеменовского массива показывает (табл. 9), что либнеритовые сиениты очень близки по химизму щелочным сиенитам. Они идентичны им по значению параметра *a*, но отношение *a*:*c* для них выше, чем для большинства средних типов щелочных сиенитов, исключая умптекиты. Выше в них, опять-таки за исключением умптекита, и величина параметра *b*. Химический состав габбро-монцонита обнаруживает много общего со средним химическим составом монцонита.

Тулуюльский массив

Это очень небольшой массив площадью 1 км². Имеет вытянутую форму, протягиваясь от правого борта долины р. Кия на северо-восток. В разрезе по р. Кия массив достигает в ширину около 200 м. В юго-восточном контакте его вскрываются сильно серицитизированные и карбонатизированные эффузивы Талановского грабена, в северном — карбонатные породы рифея — нижнего кембрия. Контакт с карбонатными породами крутой. Азимут простирания 25°.

Тулуюльский массив состоит из крупно- и среднезернистых либнеритовых сиенитов, аналогичных по составу либнеритовым сиенитам Большесеменовского массива. Сложены сиениты калинатровым полевым шпатом в идиоморфных кристаллах микро- и криптопертитового строения (такого же типа, как в среднезернистых сиенитах Большесеменовского массива), в промежутках между которыми располагаются разложенный

темноцветный минерал, либнерит и прозрачный новообразованный альбит. Иногда полевой шпат образует неправильные изометричные зерна с грубыми пертитами вдоль плоскости (15.0.$\bar{2}$).

Количество либнерита в породе достигает максимум 30%. Есть сиениты, совершенно лишенные его. В таких случаях пространство между кристаллами полевого шпата выполнено альбитовым агрегатом. Альбит часто замещает калинатровый полевой шпат, сечет его в виде жилок.

На контакте с девонскими эффузивами сиениты становятся несколько более мелкозернистыми. В них появляется флюорит. В контакте с карбонатными породами зернистость пород не меняется.

По химизму (табл. 10) тулуюльские сиениты близки большесеменовским, но немного щелочнее их. По щелочности они занимают промежуточное положение между щелочными и нефелиновыми сиенитами. Как и для большесеменовских сиенитов, им свойственно повышенное значение параметра *b*.

Сиениты Тулуюльского массива секутся дайками либнеритовых микросиенитов и более поздними дайками альбитизированных порфиритов и одинитов. Мощность даек микросиенитов 4—10 м; простирание близко к меридиональному. Мощность даек порфиритов и одинитов 0,4—2 м, падение северо-восточное (азимут падения 10°), углы падения 20—50°. Альбитизированные порфириты состоят из вкрапленников альбита и основной массы, содержащей сильно разложенные лейсты альбита, кальцита и хлорита. В одинитах порфировые выделения представлены зонарным клинопироксеном, основная масса — клинопироксеном, рудным минералом, кальцитом и небольшим количеством, по-видимому, разложенного плагиоклаза.

Таблица 10

Химический состав пород Тулуюльского массива

Окисел	33	34
SiO_2	57,13	38,08
TiO_2	0,37	1,88
Al_2O_3	21,37	14,80
Fe_2O_3	4,65	4,87
FeO	1,25	7,16
MnO	0,087	0,20
MgO	0,05	6,83
CaO	0,58	10,08
Na_2O	6,35	2,94
K_2O	6,27	2,36
P_2O_5	0,15	1,32
H_2O	0,20	0,56
П. п. п.	2,13	8,78
Сумма	100,38	99,86
a	23,1	11,1
c	0,6	5,5
b	10,6	33,6
s	65,7	49,8
f'	59	37
m'	1	38
c'	—	25
a'	40	—
n	62	65
Q	—15,4	—28,1

Примечание. 33 — либнеритовый сиенит (обр. В-432); 34 — одинит (обр. Д-452-66).

Макаракский массив

Сложен офитовыми габбро и сиенитами. Площадь его порядка 4 км². Расположен на левобережье р. Кия, против пос. Макарак, и хорошо вскрыт в левом борту долины этой реки, рассекающей массив в меридиональном направлении. Залегает частью среди карбонатных и вулканогенных пород рифея и кембрия, частью среди диабазовых и андезитовых порфиритов предположительно девонского возраста. Макаракский массив отнесен к девонским образованиям, потому что он рвет проблематичный девон, а сиениты массива обнаруживают большое сходство с сиенитами Большесеменовского и Тулуюльского интрузивов. При сопоставлении Макаракского массива с массивами раннепалеозойской сиенит-габбровой формации Мариинской Тайги обнаруживаются определенные отличия, заключа-

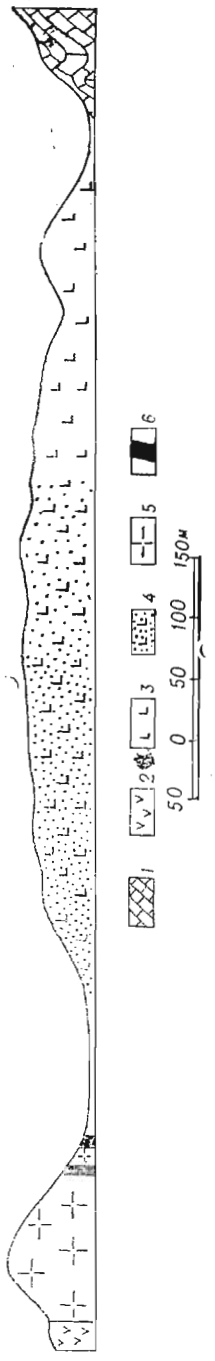


Рис. 20. Строение Макаракского массива в разрезе по р. Кия.

1 — карбонатные породы рифея; *2* — вулканогенные породы кембрия; *3* — габбро; *4* — альбитизированные и сиенитизированные габбро; *5* — сиениты; *6* — зоны милонитизации в сиенитах.

ющиеся в ином характере габбро, в различном составе сиенитов и в несколько иных взаимоотношениях габбро и сиенитов.

В разрезе р. Кия Макаракский массив вскрыт на расстоянии 650 м (рис. 20). Северная часть его сложена офитовыми габбро, южная — сиенитами. Габбро представляют собой крупнозернистые породы с величиной зерна до 1 см. В их состав входят лабрадор № 60—65, клинопироксен ($Ng = 1{,}710$; $2V = +54—56°$), редкие зерна рудного минерала, апатит. Иногда встречаются зерна разложенного оливина с густой сетью тонких жилок иддингсита. Общее содержание темноцветных минералов в породе 40—50%.

Очень характерно строение габбро. Они обладают резко выраженной габбро-офитовой структурой. Плагиоклаз в них образует широкотаблитчатые идиоморфные кристаллы, цементируемые совершенно ксеноморфными зернами клинопироксена.

По химическому составу габбро принадлежат к умеренно основным породам с повышенной щелочностью (табл. 11).

В габбро Макаракского массива наблюдаются многочисленные жилки, реже — гнезда розовых сиенитов, количество которых увеличивается по мере движения к южной части массива. Жилки имеют мощность от долей сантиметра до 50 см, иногда до 1 м. Они очень не выдержаны по простиранию и мощности, быстро выклиниваются, ветвятся. Ориентировка их самая различная. Нередко они образуют в габбро густую сеть (рис. 21). В контактах с жилками сиенитов габбро, как правило, альбитизируются, приобретая при этом розовую окраску. Местами в них появляется калинатровый полевой шпат. Такого типа изменения иногда имеют место в габбро на продолжении выклинивающихся жил сиенитов или вне связи с сиенитами вдоль отдельных трещин.

На расстоянии 350—400 м от северного конца массива в разрезе по р. Кия габбро с обильными инъекциями сиенитового материала постепенно сменяются розовато-зелеными крупнозернистыми альбитизированными и частично сиенитизированными габбро. Они сохраняют габбро-офитовую структуру, но пироксен в них в большинстве случаев разложен и замещен хлоритом и кальцитом. Плагиоклаз альбитизирован. По нему развиваются обычные соссюрит или серицит. В части этих пород отмечается тонкопертитовый калинатровый полевой шпат. Альбитизированные и частично сиенитизированные габбро прослеживаются вдоль р. Кия на расстоянии 200—250 м. Затем наблюдается перерыв в обнажениях протяженностью 150 м, после чего следуют крупнозернистые сиениты, слагающие южную часть Макаракского массива. Эти породы состоят из ще-

лочного полевого шпата и мелкочешуйчатой, зеленой в образце и бесцветной в шлифе, слюды, к которой часто примешиваются тонкорассеянные окислы железа и карбонат. Слюда или образует скопления в промежутках между кристаллами полевого шпата, подобные скоплениям либнерита в большесеменовских и тулуюльских сиенитах, или слагает агрегаты с более или менее изометричными очертаниями, напоминающие псевдоморфозы по нефелину. Вполне возможно, что слюда макаракских сиенитов тоже представляет собой развивающийся по нефелину либнерит.

Полевой шпат в сиенитах двух морфологических типов. В основном он образует удлиненные призматические кристаллы тонкопертитового строения. Пертиты ориентированы вдоль плоскости второго пинакоида. Реже встречаются неправильные зерна с грубыми пертитами вдоль плоскости (15.0.$\bar{2}$). В породе имеется прозрачный новообразованный альбит.

В жилках, секущих габбро, сиениты обладают несколько иным составом. Они имеют мелкозернистую структуру и сложены призматически-зернистым агрегатом вытянутых микро- и криптопертитовых кристаллов щелочного полевого шпата, густо-зеленой роговой обманки в количестве 10—15%, эпидотом и рудным минералом. Роговая обманка в большинстве случаев замещена хлоритом.

Химический состав макаракских сиенитов близок химическому составу сиенитов Большесеменовского и Тулуюльского массивов. Обращает внимание на себя бо́льшая основность и немного меньшая щелочность сиенитов Макаракского массива (см. табл. 11).

Таблица 11

Химический состав пород Макаракского массива

Окисел	35	36
SiO_2	57,85	48,84
TiO_2	0,31	0,83
Al_2O_3	21,02	20,11
Fe_2O_3	6,74	1,87
FeO	0,50	4,97
MnO	0,11	0,14
MgO	0,14	5,46
CaO	0,40	8,40
Na_2O	6,34	4,02
K_2O	4,83	1,00
P_2O_5	0,09	0,14
H_2O^-	0,25	0,24
П. п. п.	2,13	3,89
Сумма	100,46	99,91
a	20,9	11,2
c	0,5	8,9
b	12,8	19,1
s	65,8	60,8
f'	49	37
m'	2	52
c'	—	11
a'	49	—
n	67	86
Q	—10,7	—9,7

Примечание. 35 — крупнозернистый сиенит (обр. В-119); 36 — габбро (обр. Д-99-61).

В Макаракском массиве отмечаются дайки диабазов. Одна из них сечет альбитизированные габбро. Состав диабаза этой дайки — зональный плагиоклаз № 73—45, клинопироксен, хлорит. Содержание темноцветных — 30—35%.

В крупнозернистых сиенитах имеются зоны милонитизации меридионального простирания. Мощность их 7—10 м.

По своему составу Макаракский массив занимает среди рассмотренных среднепалеозойских интрузивов центральной части Мариинской Тайги несколько особое положение. Присутствие в нем щелочных офитовых габбро и сиенитов, первоначально содержащих, видимо, нефелин, сближает его с щелочно-габброидными массивами северо-восточной части Кузнецкого Алатау, в состав которых входят тералиты, эссекситы, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты. Общим у них также является и офитовая структура габбровых пород; последняя очень характерна, например, для щелочных габброидов Кия-Шалтырского и Кургусуль-Ли-

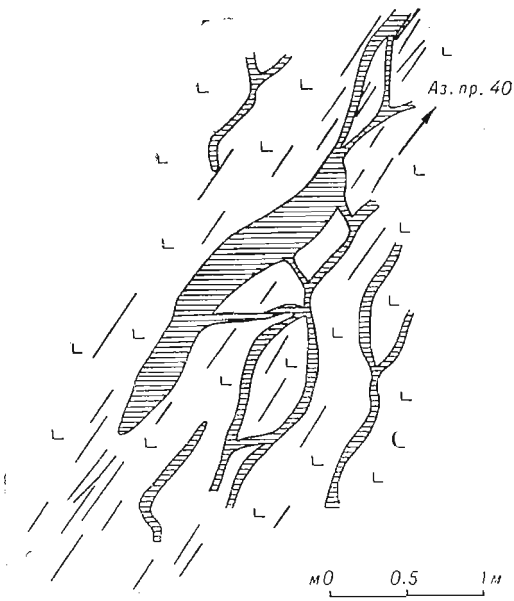


Рис. 21. Характер развития жил сиенитов (заштриховано) в габбро Макаракского массива.

ственного интрузивов (Клюшкина и др., 1963; Ивашкина, 1963). Макаракский массив может быть отнесен к образованиям промежуточного типа между сиенитовыми интрузивами центральной части Мариинской Тайги и щелочно-габброидными интрузивами северо-востока Кузнецкого Алатау.

Несколько слов об отличиях Макаракского массива от массивов раннепалеозойской сиенит-габбровой формации. В последней нигде не встречены крупнозернистые офитовые габбро. В сиенитах раннепалеозойской сиенит-габбровой формации полевой шпат представлен исключительно грубополосчатым антипертитом, в котором сростки калишпата и плагиоклаза ориентированы вдоль плоскости (15.0.$\bar{2}$). Свойственные для макаракских сиенитов удлиненно-призматические кристаллы щелочного полевого шпата с тонкими пертитами вдоль плоскости второго пинакоида в них не отмечаются. Наконец, в массивах раннепалеозойской сиенит-габбровой формации нигде не наблюдается такого типа воздействия сиенитов на габбро, как в Макаракском массиве (Довгаль, 1968).

Среднепалеозойские гранитоидные породы центральной части Мариинской Тайги

Эти породы встречаются в Талановском грабене, где, по данным В. Г. Крюкова и др. (1966), относятся к числу наиболее поздних образований, имеющих, по мнению авторов, среднедевонский возраст. Представлены они немногочисленными дайками микрограносиенит-порфиров, дайками и, возможно, мелкими штоками среднезернистых гранитов и граносиенитов.

Микрограносиенит-порфиры в образце представляют собой бурые тонко- и мелкозернистые порфировые породы. Состоят из вкрапленников кислого плагиоклаза (не выше № 12) и пертита, заключенных в существенно кварц-полевошпатовую основную массу, сложенную альбитом, пертитом, кварцем (до 20%), тонко рассеянным рудным минералом, серицитом, хлоритом. Эти породы дают переходы к кварцевым и бескварцевым микросиенит-порфирам типа тех, которые секут сиениты Большесеменовского массива. Последние и внешне и под микроскопом выглядят так же, как и микрограносиенит-порфиры.

Среднезернистые граниты и граносиениты состоят из грубопертитового щелочного полевого шпата, кварца (15—25%), редких чешуек биотита и хлоритизированной роговой обманки.

По химизму граносиениты и граниты Талановского грабена (табл. 12) относятся к породам, богатым щелочами с четко выраженной натровой специализацией. Микрограносиенит-порфир является типично щелочной

породой, гранит близок к щелочному граниту. По уровню щелочности он сопоставим с гранитами Чебулинского района.

Таблица 12

Химический состав микрограносиенит-порфира и гранита Талановского грабена

Окисел	37	38
SiO_2	67,27	71,15
TiO_2	0,24	0,20
Al_2O_3	15,35	13,63
Fe_2O_3	3,75	1,07
FeO	1,30	2,45
MnO	0,08	0,07
MgO	0,10	0,41
CaO	0,42	0,98
Na_2O	6,13	5,39
K_2O	4,70	4,22
P_2O_5	0,018	0,027
H_2O^-	0,25	0,22
П. п. п.	0,75	0,68
Сумма	100,06	99,79
a	19,0	16,5
c	0,5	0,6
b	4,9	4,4
s	75,6	78,5
f'	90	73
m'	4	15
c'	—	12
a'	6	—
n	46	46
Q	+12,7	+23,4

Примечание. 37 — микрограносиенит-порфир (обр. 883); 38 — гранит (обр. 880).

Сиенит-граносиенитовые массивы Батеневского поднятия

Здесь будут описаны Красногорский, Туимо-Карышские, Улуг-Засский и Тейские интрузивы (последние по данным Г. В. Полякова, А. Е. Телешева (1960) и В. И. Гери). Красногорский и Туимо-Карышские массивы находятся в северной — северо-восточной части Батеневского поднятия, Улуг-Засский и Тейские — в южной, в области сочленения с Шорско-Азыртальской внутригеосинклинальной зоной. Для всех этих массивов характерны общие особенности состава, вместе с тем Красногорской и Туимо-Карышские массивы несколько отличаются от Улуг-Засского и Тейских своей более высокой щелочностью.

Среднепалеозойский возраст в настоящее время достаточно надежно доказывается для Тейских интрузивов, которые залегают среди эффузивов нижнего девона, частью, возможно, верхнего силура. Определенные свидетельства среднепалеозойского возраста, основанные на наблюдениях за взаимоотношениями с породами девона, имеются и для Красногорского интрузива. Туимо-Карышские и Улуг-Засский массивы относятся к среднему палеозою по аналогии с Тейскими и Красногорским интрузивами.

Красногорский массив

Расположен в северо-восточной части Батеневского поднятия, в районе дер. Сон. Представляет собой шток с крутопадающими контактами площадью 3,3 км^2. Залегает среди известняков и мергелей нижнего — среднего кембрия, которые в 0,7—1,5 км северо-западнее массива через дизъюнктивное нарушение северо-восточного простирания сочленяются с эффузивами девона (рис. 22).

Девонские эффузивы слагают здесь толщу мощностью около 1—1,2 км. Они имеют северо-восточное простирание и моноклинальное северо-западное падение под углами 40—50°. Представлены эффузивы в основном плагиоклазовыми, реже авгит-плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами. Часто альбитизированы. В верхней части разреза среди них появляются в неясном залегании плагиопорфиры, слагающие мощный силл или поток.

В низах разреза эффузивы прорываются обильными дайками андезитовых порфиритов в основном северо-западного простирания. Эти дайки выходят за пределы девонского поля и в большом количестве наблюдаются среди карбонатных пород кембрия. Красногорский массив они не секут. Здесь же имеются дайки кирпично-красных плагиопорфиров.

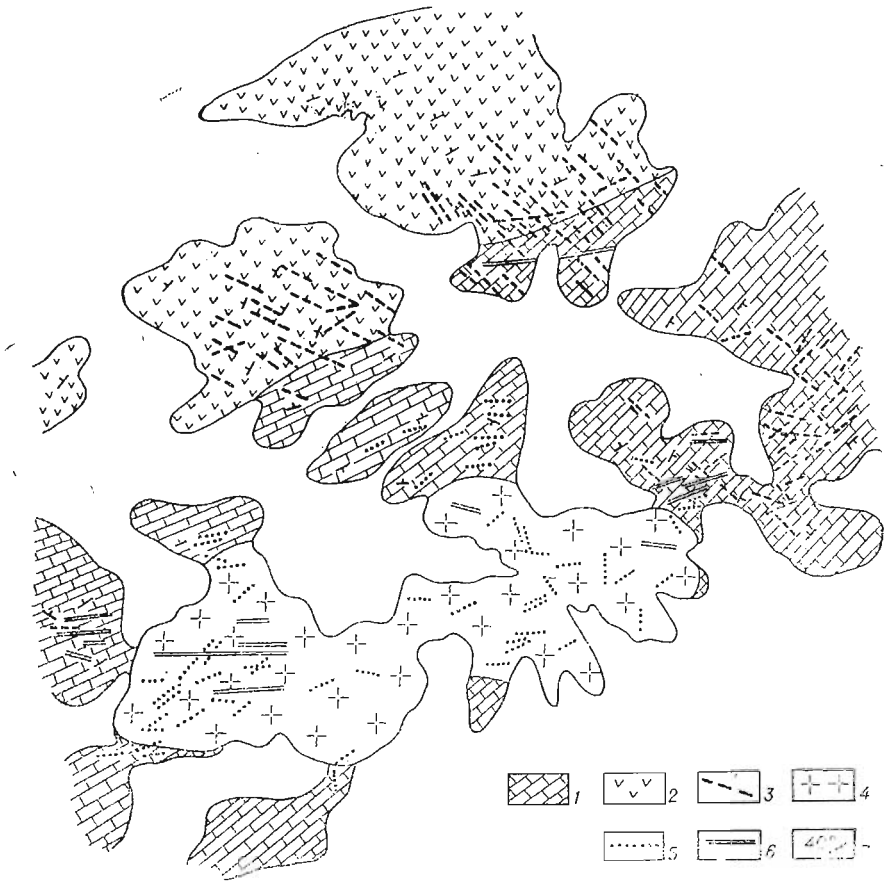


Рис. 22. Геологическое строение Красногорского массива и его окрестностей (составил В. Н. Довгаль).

1 — известняки и мергели нижнего — среднего кембрия; *2* — главным образом андезитовые порфириты девона; *3* — дайки андезитовых порфиритов; *4* — граносиениты; *5* — дайки гранитов и гранит-порфиров; *6* — дайки плагиопорфиров девона; *7* — элементы залегания.

Встречаются они реже и распространены на значительно большей территории, чем дайки порфиритов. Мощность их 2—5 м, иногда до 50—60 м. Имеют главным образом широтное, иногда северо-восточное простирание. Плагиопорфиры всегда моложе даек андезитовых порфиритов и в отличие от них рвут породы Красногорского массива, включая его наиболее поздние фазы. Таким образом, если в пределах Красногорского массива отсутствие даек андезитовых порфиритов не связано с элементами случайности, то момент появления этого массива фиксируется достаточно точно: в интервале времени между внедрением даек андезитовых порфиритов и плагиопорфиров. Красногорский массив

Таблица 13

Состав полевого шпата красногорских граносиенитов

№ образца	Содержание, вес %			Состав		
	K_2O	Na_2O	CaO	ортоклаз	альбит	анортит
Д-376-66	4,97	5,01	1,20	34,2	52,3	13,5
Д-369-66	4,68	5,82	0,24	33,8	63,5	2,7
Д-362-66	3,11	7,13	0,24	21,7	75,7	2,6
Г-288-66	4,41	5,82	0,36	31,9	63,9	4,2
Г-298-66	4,68	5,03	0,24	37,0	60,0	3,0

имеет однообразный состав и сложен красными крупнозернистыми щелочными граносиенитами, очень редко переходящими (в северо-восточной части интрузива) в кварцевые щелочные сиениты. Граносиениты рассекаются дайками щелочных гранитов и гранит-порфиров мощностью 0,3—5 м. Простирание даек широтное или северо-восточное. Дайки выходят за пределы массива и довольно часто встречаются в известняках на расстоянии до 0,5 км от контакта.

Граносиениты состоят из кварца (в среднем 19%), щелочного полевого шпата (74%), рибекита или продуктов его разложения (7%), редкоземельного циркона, флюорита, анатаза, урансодержащего сульфата. Имеют гипидиоморфнозернистую, участками микропегматитовую структуру. Щелочной полевой шпат обычно наблюдается в виде удлиненных вдоль третьей кристаллографической оси кристаллов микро- и криптопертитового строения. Пертиты в нем ориентированы вдоль плоскости (010). Реже встречаются внешне однородные зерна этого минерала, имеющие $-2V=66—76°$; $Np=1{,}522—1{,}525$. Состав полевого шпата граносиенитов показан в табл. 13.

В эндоконтактах массива граносиениты приобретают среднезернистую, временами порфировую структуру. Изменений в минеральном составе их не наблюдается.

Таблица 14

Химический состав пород Красногорского массива

Оксисл	39	40	41	42
SiO_2	69,57	69,54	77,06	78,16
TiO_2	0,15	0,24	0,12	0,03
Al_2O_3	15,02	14,57	11,06	10,72
Fe_2O_3	1,99	2,50	2,03	1,29
FeO	1,32	1,32	1,36	1,25
MnO	0,08	0,01	0,10	0,01
MgO	0,26	0,26	0,17	Н.о.
CaO	0,49	0,36	Н.о.	0,12
Na_2O	4,88	5,80	4,59	1,50
K_2O	5,32	4,55	3,17	3,13
P_2O_5	Сл.	0,03	Н.о.	Сл.
H_2O	0,36	0,28	0,14	0,20
П.п.п.	0,81	0,49	0,61	0,36
Сумма	100,20	99,95	100,41	99,77
a	18,0	18,8	13,9	13,6
c	0,6	0,6	0	0,13
b	3,8	4,0	3,3	2,2
s	77,6	77,6	82,8	84,0
f'	75	82	88	94
m'	11	10	8	0
c'	—	8	—	6
a'	14	—	4	—
n	58	66	68	70
Q	+18,6	+16,0	+37,6	+40,8

Примечание. 39, 40 — граносиениты (обр. Д-376-66 и Г-289-66); 41, 42 — дайковые граниты (обр. Д-375б-66и Г-306б-66).

В кварцевых щелочных сиенитах северо-восточной части массива количество кварца понижается до 10%.

Дайковые щелочные граниты и гранит-порфиры обладают тем же минеральным составом, что и граносиениты. Они содержат кварц (30%), щелочной полевой шпат (62%), рибекит (8%), анатаз, флюорит, апатит.

По химическому составу породы Красногорского массива являются типично щелочными образованиями (табл. 14). Красногорские граносиениты можно сопоставить с микрограносиенит-порфирами Мартайги. Щелочные граниты близки наиболее щелочным разностям гранитов и кварцевых порфиров Чебулинского района. Однако в отличие от них в составе гранитов Красногорского массива натрий отчетливо преобладает над калием и нет столь резко выраженной пересыщенности глиноземом.

В контактах с красногорскими граносиенитами в карбонатных породах кембрия отмечается гроссуляр и немного кварца. С удалением от контакта количество граната уменьшается, но возрастает содержание кварца. Появляется немного эпидота, который, однако, быстро исчезает. В 100—120 м от контакта карбонатные породы лишь слабо окварцованы.

Туимо-Карышские массивы

Слагают водораздел рек Туим и Карыш около рудника Туим в 30 км юго-западнее Красногорского интрузива. Занимают площадь около 120 км². Ниже будет описан участок, который составляет 60—70% территории массивов (рис. 23).

Туимо-Карышские массивы состоят главным образом из щелочных сиенитов и граносиенитов, образующих два крупных тела — южное (длиной около 10 км, шириной до 4,5 км) и северное (на схеме показана лишь южная часть последнего), сопровождаемые огромным количеством даек и мелких штоков щелочно-сиенитового, граносиенитового и гранитового состава. Крупные тела сиенитов и граносиенитов имеют северо-восточное простирание.

Южное тело сложено в основном бескварцевыми и кварцевыми (нордмаркиты) щелочными сиенитами. В верховьях лога Килинпаспах эти породы постепенно переходят в нефелиновые сиениты, которые занимают здесь площадь около 1 км². В этой же части массива среди щелочных сиенитов встречаются сиенито-диориты, калишпатовые диориты и диориты. Эти породы связаны друг с другом и со щелочными сиенитами взаимопереходами, которые наблюдаются в виде очень неоднородной по строению прерывистой полосы шириной 0,5—1 км, протягивающейся от верховья лога Килинпаспах в юго-западном направлении. В юго-западной части полосы сиенито-диориты и диориты переходят местами в габбро когтахского типа, продуктами изменения которых эти породы и являются.

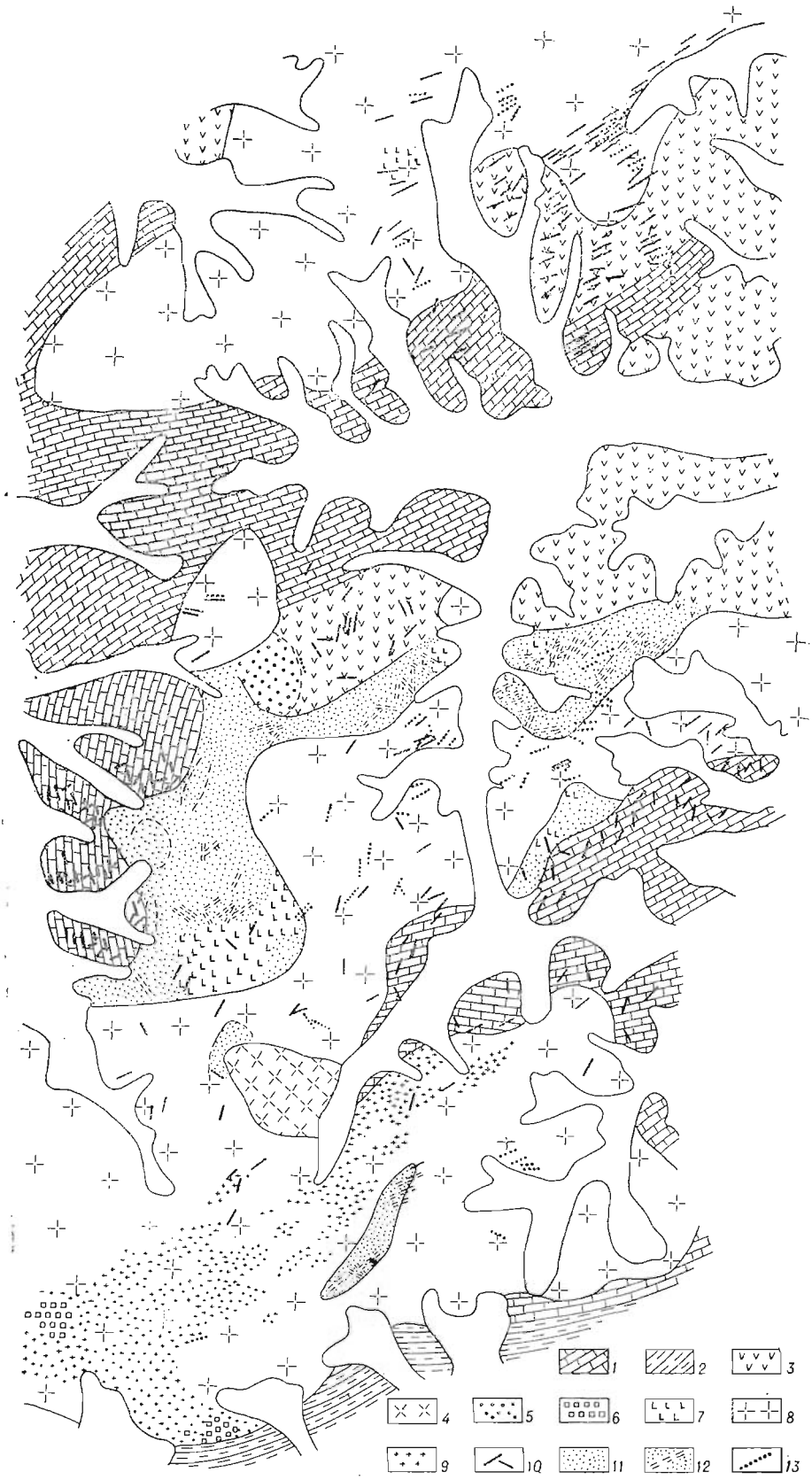
Щелочные сиениты южного тела секутся дайками кварцевых и бескварцевых щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов, сельвсбергитов, сиенит- и граносиенит-порфиров, микрогранитов и других аналогичных им пород. Количество этих даек в массиве весьма велико, а отдельные его участки целиком сложены такими дайками. Дайки имеют обычно северо-восточное простирание, близкое к простиранию всего массива в целом. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров.

Щелочные сиениты южного тела прорываются также многочисленными дайками лампрофиров, кое-где альбитовых долеритов и порфиритов. Эти дайки имеют в основном северо-восточное простирание, мощность их 0,2—8 м. Внедряются они позднее даек сиенитового, граносиенитового и гранитового состава.

В экзоконтактовой зоне южного тела щелочных сиенитов, во вмещающих породах, в огромном количестве развиты дайки и, вероятно, мелкие штоки щелочных сиенитов, нордмаркитов, граносиенитов, гранитов, сиенит-порфиров, гранит-аплитов и некоторых других близких им по составу пород. Они как бы образуют оторочку вокруг массива, ширина которой

Рис. 23. Геологическое строение массивов щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела (составил В. Н. Довгаль с использованием данных С. Л. Халфина, 1965).

1—3 — известняки, кремнистые сланцы, кварциты, средние, основные и кислые эффузивы рифея — нижнего кембрия; *1* — преобладают известняки, *2* — преобладают кварциты и кремнистые сланцы; *3* — преобладают эффузивы; *4* — нефелиновые сиениты; *5* — роговообманковые и пироксен-роговообманковые диориты; *6* — габбро когтахского типа; *7* — офитовые габбро; *8* — щелочные сиениты, нордмаркиты, граносиениты, местами щелочные граниты; *9* — диориты, калишпатовые диориты, сиенито-диориты; *10* — дайки щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов, микросиенитов, микросиенит-порфиров, сельвбергитов, микрограносиенит- и микрогранит-порфиров, граносиенит- и гранит-порфиров, комендитовых порфиров с зафиксированными элементами залегания; *11* — участки широкого распределения даек и, возможно, мелких штоков щелочных сиенитов, граносиенитов, гранитов и других близких им по составу пород с кое-где сохранившимися реликтами вмещающей толщи; *12* — дайки сиенитового, граносиенитового и гранитового состава с зафиксированными элементами залегания в участках их широкого распространения; *13* — дайки послесиенитовых лампрофиров, изредка альбитовых долеритов и порфиритов.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

на отдельных участках достигает 1,5—2 км. В пределах этой оторочки степень насыщенности вмещающих пород дайками возрастает по мере приближения к массиву и местами достигает настолько большой величины, что от вмещающих пород здесь остаются лишь отдельные мелкие блоки, измеряемые в поперечнике несколькими десятками метров. Иногда (например, на западном склоне горы Большая Козе) дайки щелочных сиенитов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров буквально «пропитывают» вмещающие эффузивы, образуя в них густую сеть. Эффузивы сохраняются здесь в виде ксенолитов (0,1—1,5 м). Участки интенсивного развития даек показаны на рис. 23 как участки широкого распространения даек и, возможно, мелких штоков щелочных сиенитов, нордмаркитов, граносиенитов, гранитов и других близких им по составу пород с кое-где сохранившимися реликтами вмещающих толщ.

Залегает южное тело в преимущественно карбонатной толще рифея — нижнего кембрия, в составе которой встречаются местами кремнистые сланцы, средние и основные эффузивы, их туфо- и лавобрекчии. Среди этих пород кое-где картируются своеобразные «офитовые габбро». Они прорывают отложения рифея — нижнего кембрия, но сами секутся щелочными сиенитами. Офитовые габбро наблюдаются в виде разрозненных пятен размером до нескольких сот метров. С. Л. Халфин (1963) отнес их к когтахскому комплексу. Однако по составу и структуре эти породы отличаются от габбро когтахского типа, напоминая собой офитовые габбро Макаракского массива. Вполне вероятно, что они являются образованиями более молодыми, чем когтахский комплекс и, быть может, представляют собой комагматы щелочных сиенитов и граносиенитов.

Помимо офитовых габбро рифейско-нижнекембрийские отложения прорываются мелкими телами лампрофиров, когтахскими габбро, а в одном случае (северный экзоконтакт южного тела) роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми диоритами неясной формационной принадлежности. Все эти породы тоже являются досиенитовыми.

Второе, северное, тело щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела во многих отношениях аналогично южному. Но породы северного тела богаче кварцем и представлены в основном кварцевыми щелочными сиенитами и граносиенитами. Бескварцевые разности щелочных сиенитов, столь широко развитые в южном теле, здесь отсутствуют или почти отсутствуют. Кварцевые сиениты и граносиениты северного тела связаны друг с другом взаимопереходами.

Как и в южном теле, кварцевые щелочные сиениты и граносиениты северного массива рассекаются дайками кварцевых и бескварцевых микросиенит-порфиров, гранит- и граносиенит-порфиров, микрогранитов, гранит-аплитов и более поздними дайками лампрофиров. Простирание даек преимущественно северо-восточное. Мощность даек первой группы от нескольких метров до нескольких десятков метров, лампрофиров — в пределах метра, изредка немногим более.

Дайки граносиенитового и гранитового состава в большом количестве развиты и за пределами массива в его экзоконтактовой зоне. Они образуют здесь, как и вокруг южного тела, оторочку, в пределах которой количество даек сокращается по мере удаления от массива. Ширина оторочки достигает участками 1—1,5 км. Простирание даек в экзоконтактовой зоне в основном северо-восточное.

Залегает северное тело в рифейско-нижнекембрийских известняках, средних и кислых эффузивах. Изредка среди вмещающих пород встречаются офитовые габбро.

Щелочные сиениты и нордмаркиты. В пределах южного тела это крупно- или среднезернистые лейкократовые породы, содержащие 5—10% темноцветных минералов. Иной облик имеют лишь сиениты,

развитые в верховьях логов Камырскалы и Килинпаспах. Они обладают в основном среднезернистым сложением и чрезвычайно неравномерным распределением темноцветного минерала — гастингсита. Участки, обогащенные гастингситом (а содержание его возрастает здесь иногда до 25—30%), выглядят на светлом фоне породы в виде гнезд размером 3—25 см, полос, неправильных ветвящихся жилообразных масс. В этих сиенитах часты жилы (мощностью до 15—20 см) и гнезда (до 20—30 см в поперечнике) грубозернистого щелочного полевого шпата. Распределение жил и гнезд полевого шпата, так же как и участков, обогащенных гастингситом, совершенно произвольное. Здесь же довольно часто встречаются мелкие ксенолиты измененных древних эффузивов, возможно лампрофиров и гастингсит-щелочнополевошпатовых роговиков.

Состоят щелочные сиениты южного тела из щелочного полевого шпата, гастингсита, пироксена, гортонолита, кварца, магнетита, циркона, сфена, апатита, очень редко биотита. По набору темноцветных минералов могут быть выделены следующие разновидности сиенитов (цифры в скобках указывают их ориентировочное процентное распространение в пределах массива): 1) гортонолит-пироксеновые (10%); 2) пироксеновые (20%), 3) пироксен-гастингситовые (30%), 4) гастингситовые (40%).

По характеру полевого шпата эти сиениты не отличаются друг от друга. Он представлен в них антипертитом, состоящим из довольно грубых срастаний калишпата ($-2V=63-75°$; $Np=1{,}518$) и кислого плагиоклаза № 3—13 ($2V=-82-+79°$; $Np=1{,}526-1{,}529$) вдоль плоскости $(15.0.\overline{2})$. Количественное соотношение альбита и калишпата в антипертите различно, но обычно калишпат присутствует в несколько меньшем количестве. Реже встречается однородный неразложенный щелочной полевой шпат, который по оптическим свойствам не отличается от плагиоклаза в антипертите. Содержание последнего, однако, мало. Он изредка слагает самостоятельные кристаллы, а чаще наблюдается в центральных частях зерен, периферия которых сложена антипертитом.

Антипертитовый полевой шпат образует или вытянутые вдоль второй кристаллографической оси кристаллы, или изометричные зерна с очень неровными изрезанными контурами. Вдоль их границ часто наблюдается дробление, что, по всей видимости, является следствием протоклаза и указывает на перемещение сиенитовой магмы уже в частично раскристаллизованном виде. По зонкам дробления обычна перекристаллизация, сопровождаемая появлением мелких зерен кварца, альбита, гастингсита, магнетита, циркона, апатита. Иногда около зонок перекристаллизации имеет место замещение полевого шпата сиенитов явно более поздним альбитом.

Химический состав полевых шпатов из сиенитов южного тела представлен в табл. 15.

Таблица 15

Состав полевого шпата из щелочных сиенитов южного тела

№ образца	Содержание, вес. %			Состав		
	K_2O	Na_2O	CaO	орто клаз	альбит	анортит
Д-233в-66	5,77	6,94	0,84	32,8	59,4	7,8
Д-205б-66	6,05	6,75	0,60	34,8	59,2	6,0
К-26б-66	5,69	7,25	0,24	33,5	64,5	2,0
Д-230-66	5,76	6,68	0,24	35,2	62,5	2,3
Д-225а-66	5,77	6,54	0,24	36,1	61,5	2,
Д-224а-66	5,82	6,22	0,24	37,1	60,7	2,2
Д-24а-66	5,44	6,22	0,36	34,7	61,7	3,6

Оливин щелочных сиенитов представлен гортонолитом с 80% фаялитовой молекулы ($2V=-62°$). В свежем виде этот минерал встречен всего в одном шлифе. В остальных случаях он целиком замещен боулингитом. Количество оливина в породе не превышает 3—5%.

Пироксен имеет переменный состав, варьируя от бледно-зеленого, почти лишенного эгириновой молекулы железистого клинопироксена диопсид-геденбергитового ряда ($2V = +62°$; $cNg = 45°$; $Np = 1{,}709$) до густо-зеленого эгирина ($2V = +86°$; $cNg = 66°$; $Np = 1{,}728$). Кристаллам пироксена нередко свойственна зональность, связанная с увеличением содержания в их периферических частях эгириновой молекулы. Содержание пироксена в оливин-пироксеновых и пироксен-гастингситовых сиенитах не превышает 5—8%. В чисто пироксеновых сиенитах оно возрастает временами до 10—15%.

Гастингсит, как и пироксен, имеет переменный состав. Показатель преломления его (Np) колеблется от 1,685 до 1,701, cNg — соответственно от 15—17 до 11—13°.

Гастингсит, по существу, имеется во всех сиенитах. В количествах, не превосходящих долей процента, он встречается в оливин-пироксеновых и пироксеновых разностях этих пород. Здесь он всегда тяготеет к кварцу и очень железист. В роговообманковых сиенитах содержание гастингсита иногда достигает 25—30%.

Биотит появляется чрезвычайно редко, развиваясь в виде мелких чешуек по гастингситу. Ассоциирует с кварцем, магнетитом и акцессориями. Имеет $Np = 1{,}610$.

Кварц в щелочных сиенитах южного тела всегда наблюдается в ксеноморфных зернах. Количество его исчисляется от нескольких зерен в шлифе до 2—3%, изредка более. Большинство сиенитов лишено этого минерала. Какой-либо закономерности в появлении кварца в породах, т. е. какой-либо приуроченности его к определенным типам сиенитов, не отмечается. Минерал этот с одинаковым успехом может появляться или отсутствовать во всех типах сиенитов.

Оливин-пироксеновые, пироксеновые, пироксен-гастингситовые и гастингситовые сиениты южного тела связаны друг с другом взаимопереходами. Распределены они в пределах массива совершенно незакономерно и обязаны своим появлением несколько различным условиям кристаллизации сиенитовой магмы в отдельных частях магматической камеры.

В северном теле щелочные сиениты несколько иные. Они сложены полевым шпатом, кварцем (2—8%), обычно разложенным рибекитом (3—7%), магнетитом, апатитом, цирконом. Сиениты типа сиенитов южного тела встречаются здесь редко.

Полевой шпат в сиенитах северного массива наблюдается частью в виде антипертита, подобного тому, который слагает сиениты южного тела, частью представляет собой тонкие пертитовые и криптопертитовые срастания альбита и калишпата вдоль плоскости второго пинакоида. Такие полевые шпаты описывались выше в граносиенитах и гранитах Красногорского массива и в сиенитах Мартайги. В отличие от сиенитов южного тела полевые шпаты здесь почти всегда образуют призматические кристаллы с достаточно прямолинейными границами.

Нефелиновые сиениты. В образце это средне- или мелкозернистые породы иногда с такситовыми или полосчатыми текстурами. Состоят из микроклина ($-2V = 73—80°$; $Np = 1{,}517$), нефелина, альбита, феррогастингсита ($cNg = 14—15°$; $Np = 1{,}708—1{,}716$), магнетита. Количество нефелина достигает 40—50%, амфибола — 3—10%.

Химический состав щелочных и нефелиновых сиенитов Туимо-Карышского водораздела приведен в табл. 16.

Щелочные граносиениты встречаются главным образом в северном массиве. Они связаны со щелочными сиенитами взаимопереходами, отличаясь от них, по существу, лишь большим количеством кварца (в среднем 18%). Содержат также два типа полевых шпатов и рибекит (4%). В них увеличивается количество акцессориев, в первую очередь

Таблица 16

Химический состав щелочных и нефелиновых сиенитов, граносиенитов и гранитов Туимо-Карышских массивов

Окисел	43	44	45	46	47
SiO_2	63,88	63,88	59,24	70,28	72,50
TiO_2	0,13	0,15	0,12	0,55	0,28
Al_2O_3	17,12	15,55	19,81	14,68	13,21
Fe_2O_3	1,75	4,07	1,33	2,14	2,47
FeO	3,09	3,34	3,58	1,38	1,58
MnO	0,08	0,19	0,07	0,02	0,02
MgO	0,35	0,17	0,56	0,12	0,17
CaO	1,00	0,49	1,39	0,12	Н.о.
Na_2O	6,31	6,63	6,92	5,30	4,80
K_2O	5,54	4,91	6,02	4,97	4,79
P_2O_5	0,08	0,01	Н.о.	Сл.	Н.о.
H_2O^-	0,10	0,16	0,10	0,14	0,12
H_2O^+	0,14		0,35	0,22	Н.о.
П.п.п.	0,51	0,49	0,85	0,59	0,44
Сумма	100,07	100,04	100,01	99,81	100,38
a	21,6	20,6	24,3	18,3	16,7
c	0,5	0,9	1,2	0,1	0
b	5,9	6,4	6,3	4,9	4,0
s	71,9	72,1	68,2	77,6	79,3
f'	78	90	75	79	90
m'	10	4	16	6	7
c'	12	6	9	—	—
a'	—	—	—	15	3
n	64	70	73	61	60
Q	+0,9	+2,1	—8,2	+18,7	+25,2

Примечание. 43 — щелочной сиенит южного массива (среднее из 4 анализов); 44 — щелочной сиенит северного массива; 45 — нефелиновый сиенит (среднее из 2 анализов); 46 — щелочной граносиенит (среднее из 2 анализов); 47 — щелочной гранит. Все анализы взяты из работы В. Н. Довгаля (1970).

циркона и апатита, несущих в себе много редких земель. Имеют структуру, близкую к гранитовой. Местами кварц и полевой шпат дают микропегматитовые срастания.

В южном массиве граносиениты редки.

Щелочные граниты отмечаются только в северном теле. Во всех отношениях аналогичны тамошним граносиенитам, но богаче их кварцем (20—35%) и микро-криптопертитовым щелочным полевым шпатом. Распространены слабо. Образуют дайки и частью, быть может, гнезда среди сиенитов и граносиенитов.

По своему минеральному составу, структуре и внешнему облику граносиениты и граниты Туимо-Карышских массивов очень походят на граносиениты и граниты Красногорского массива, близки к ним и по химиз-

му (см. табл. 16). Отличаются более высокой щелочностью и почти равным соотношением в них калия и натрия (в Красногорских породах натрий в целом преобладает над калием).

Дайки сиенитового, граносиенитового и гранитового состава. Представлены кварцевыми и бескварцевыми микросиенит-порфирами, микросиенитами, сельвсбергитами, микрограносиенитами, микрогранит-порфирами, микрогранитами, гранит-аплитами, граносиенит- и гранит-порфирами, базокварцевыми комендитовыми порфирами. Эти породы являются структурной разновидностью щелочных сиенитов, граносиенитов и гранитов.

В связи с Туимо-Карышскими массивами имеют место интересные контактовые явления, изучавшиеся нами на примере южного тела.

В юго-восточном контакте этого тела, где оно граничит с карбонатными породами, в последних появляются обильные гроссуляр, диопсид, кварц, местами совершенно вытесняющие кальцит. Эти минералы встречаются даже на удалении 200—300 м от контакта. Сиениты в эндоконтактовой зоне сильно обогащаются альбитом. Антипертит в них почти совсем исчезает. В породе появляются буровато-зеленая ощелоченная роговая обманка (до 15—20%) и бесцветный диопсид ($2V=+60°$) — максимум 5—8%. Распределены эти минералы в сиените очень неравномерно, давая скопления в виде шлир, которые являются, видимо, реликтами сильно переработанных ксенолитов.

Если сиениты южного тела контактируют с древними основными и средними порфиритами, в последних наблюдаются ороговикование и щелочной метасоматоз. На ранних стадиях изменения в порфиритах имеют место покисление плагиоклаза вплоть до олигоклаза, появление обильного биотита (20—40%) и пироксена диопсид-геденбергитового ряда (15—30%). Кристаллы плагиоклаза сохраняют контуры, свойственные для кристаллов этого минерала в порфиритах, биотит образует мелкие чешуйки, пироксен-изометричные зернышки.

Дальнейшие изменения приводят к появлению типичных роговиков: пироксеновых, пироксен-роговообманковых и гастингсит-щелочнополевошпатовых.

Пироксеновые роговики состоят из изометричных зерен щелочного полевого шпата и зеленоватого пироксена ряда диопсид-геденбергит, возможно, с незначительной примесью эгириновой молекулы (15—20%). Щелочной полевой шпат имеет угол оптических осей, равный (—81°)—(—87°), $Np=1{,}527$. Временами в нем появляются жилковатые вростки калишпата, подобно тому, как это имеет место в полевом шпате щелочных сиенитов.

Пироксен-роговообманковые роговики сложены щелочным полевым шпатом, бесцветным клинопироксеном (40—60%), бурой, слегка ощелоченной роговой обманкой (10—15%). Структура лепидогранобластовая.

Гастингсит-щелочнополевошпатовые роговики состоят из удлиненных или изометричных зерен щелочного полевого шпата и гастингсита точно такого же типа, как в сиенитах (25—30%). Щелочной полевой шпат имеет угол $2V=(+81°)-(-85°)$; $Np=1{,}527-1{,}529$. В нем часты пластинчатые вростки калишпата вдоль плоскости $(15.0.\bar{2})$. Эти роговики встречаются в виде ксенолитов в сиенитах. В самих сиенитах на контактах с роговиками часто появляются альбит или олигоклаз в призматических идиоморфных, хорошо сдвойникованных кристаллах, зеленая роговая обманка ($cNg=14°$; $Np=1{,}665$) в количестве 10—15% и немного кварца (5—8%). Кое-где в виде единичных зерен отмечается бесцветный клинопироксен.

Характер роговиков в контакте со щелочными сиенитами южного тела свидетельствует о том, что формированию крупных массивов щелоч-

ных сиенитов Туимо-Карышского водораздела сопутствовал щелочной метасоматоз, приводивший к сиенитизации вмещающих пород.

Явления сиенитизации особенно хорошо прослеживаются на примере взаимоотношения щелочных сиенитов южного массива с габбро когтахского типа в районе гор Большая и Малая Бюя (юго-западная часть массива). Здесь, как мы уже отмечали, среди щелочных сиенитов картируется полоса пород, представленных сиенито-диоритами, калишпатовыми диоритами, диоритами и кое-где слабо измененными габбро когтахского типа (юго-западная часть полосы). Эти породы образуют непрерывный ряд взаимосвязанных друг с другом образований, наиболее кислые члены которого постепенно переходят в гастингситовые щелочные сиениты массива. Полоса имеет очень неоднородное строение. Слагающие ее породы беспорядочно чередуются друг с другом; часто в ее составе появляются пятна щелочных сиенитов.

Наименее измененные габбро полосы сложены в основном плагиоклазом № 50—70 и клинопироксеном ($+2V=+52—55°$; $Np=1{,}689—1{,}696$) в количестве до 30—35%. Есть немного бурой роговой обманки ($cNg=9°$; $2V=—72°$; $Np=1{,}676$), разложенного оливина (2—3%) и рудного минерала. Структура породы среднезернистая габбровая с приблизительно одинаковым идиоморфизмом всех ее минералов.

С переходом к диоритам в породе несколько уменьшается основность плагиоклаза (видимо, не ниже № 40—50), появляется до 8—10% биотита ($Np=1{,}592$ и немного выше), 2—10% кварца. Возрастает содержание роговой обманки, причем она становится более железистой. Угол cNg и показатели преломления у нее слегка увеличиваются, в окраске появляются слабые зеленоватые тона. Плагиоклаз приобретает слегка зонарное строение.

В дальнейшем, по мере преобразования пород в калишпатовые диориты и затем сиенито-диориты, происходит дальнейшее уменьшение основности плагиоклаза. Кристаллы его становятся отчетливо зонарными. Основность их ядерных частей не поднимается выше № 30—45, периферия соответствует олигоклазу, а в наиболее кислых разностях этих пород — альбиту № 5—7. Нередко кристаллы плагиоклаза приобретают блоковое пятнисто-зонарное строение, обусловленное одновременным присутствием в них нескольких разобщенных ядер более основного состава.

В породе появляется щелочной полевой шпат. Содержание его неуклонно возрастает по мере перехода к сиенито-диоритам, достигая в них 30—60%. Представлен щелочной полевой шпат частью однородными зернами, частью антипертитом такого же типа и состава, как и в щелочных сиенитах. Количество антипертита увеличивается с увеличением содержания в породе щелочного полевого шпата.

Щелочной полевой шпат обычно обрастает в виде каемок кристаллы плагиоклаза. Кроме этого, он образует и самостоятельные, вначале совершенно лишенные собственных ограничений ксеноморфные зерна, а затем, по мере возрастания его содержания в породе, более или менее изометричные индивиды.

При переходе к сиенито-диоритам в ряду темноцветных минералов происходят следующие изменения.

Клинопироксен плавно увеличивает свою железистость и обогащается кальциевым компонентом. Угол $2V$ в нем возрастает до $+58—+59°$, показатель преломления — до 1,705. Количество этого минерала постепенно сокращается с увеличением в породе щелочного полевого шпата, при высоком содержании которого пироксен исчезает.

В роговой обманке наблюдается увеличение угла cNg до 12—13°, показателя преломления — до 1,687. Окраска становится зеленовато-бурой. В дальнейшем, уже с переходом непосредственно к щелочным сиенитам,

она постепенно преобразуется в гастингсит. Содержание ее во всех породах ряда приблизительно постоянное.

Биотит тоже становится более железистым. Показатель преломления его возрастает до 1,614. Количество этого минерала сокращается к сиенито-диоритам. Большая часть сиенито-диоритов лишена биотита, а если он и появляется в них, то не более 5—7%.

При переходе от диоритов к сиенито-диоритам наблюдается некоторое уменьшение количества кварца. Некоторые сиенито-диориты совершенно не содержат его.

Одновременно с изменением минерального состава несколько меняется и структурный рисунок пород. Если в диоритах, лишенных щелочного полевого шпата или содержащих его в незначительном количестве, имеет место типичная гипидиоморфнозернистая структура с резким идиоморфизмом четко очерченных кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов по отношению к кварцу и щелочному полевому шпату, то в сиенито-диоритах, особенно богатых щелочным полевым шпатом, эта четкость гипидиоморфнозернистой структуры теряется. Кристаллы плагиоклаза утрачивают прямолинейные ограничения, контуры их становятся неровными, зазубренными, хотя призматический габитус кристаллов сохраняется по-прежнему. Зерна плагиоклаза по характеру границ приближаются к кристаллам щелочного полевого шпата, в связи с чем в структурном рисунке породы появляются элементы панидиоморфнозернистой структуры.

От сиенито-диоритов прослеживаются переходы уже непосредственно к щелочным сиенитам через породы, которые можно назвать альбит- и олигоклазсодержащими щелочными сиенитами. Последние, в отличие от типичных щелочных сиенитов южного тела, содержат в своем составе унаследованные от сиенито-диоритов призматические кристаллы альбита или олигоклаза № 5—15, обросшие по периферии антипертитовым щелочным полевым шпатом. Количество их варьирует от 20% до долей процента, причем чем меньше в породе этого плагиоклаза, тем он кислее. Плагиоклаз, как правило, не зонарен, хорошо сдвойникован. Зонарные индивиды его встречаются редко, а в ядрах их появляется олигоклаз-андезин № 23—30. Темноцветный минерал в этих породах представлен почти целиком гастингситом ($cNg = 12°$; $Np = 1{,}695$). Изредка встречается 2—3% биотита. Развивается исключительно по гастингситу. Временами появляются единичные кристаллы слабо-зеленого эгиринсодержащего клинопироксена диопсид-геденбергитового ряда. Кое-где фиксируются ксеноморфные зерна кварца (2—3%).

Судя по характеру описанных изменений, сиенитизация в контактах с туимо-карышскими щелочными сиенитами имела место в магматическую стадию формирования сиенитов, представляя собой процесс магматического замещения. Поскольку же породы ряда диорит — сиенито-диорит развиты в южном массиве довольно широко, можно думать, что магматическое замещение осуществлялось здесь в значительных масштабах будучи не последним фактором в механизме формирования этого массива.

Послесиенитовые лампрофиры, альбитовые долериты и порфириты. Лампрофиры представляют собой весьма своеобразные образования, относящиеся к группе щелочных габброидов и не находящие себе аналогов среди стандартных типов пород. Их минеральный состав определяется комбинацией четырех минералов — авгита, бурой роговой обманки, плагиоклаза и калишпата. Различное соотношение этих минералов с поочередным выпадением одного из них и дает всю гамму пород этой группы.

Наиболее основным представителем послесиенитовых лампрофиров является порода, состоящая из обильных вкрапленников авгита (до 20%

Таблица 17

Химический состав послесиенитовых и досиенитовых лампрофиров и офитовых габбро

Окисел	48	49	50	51	52	53	54
SiO_2	45,86	48,22	48,56	45,84	48,74	52,36	48,58
TiO_2	0,79	1,06	0,85	2,04	1,09	0,79	1,00
Al_2O_3	12,73	16,79	13,11	15,10	15,20	15,25	13,13
Fe_2O_3	3,24	3,85	2,82	3,46	3,07	3,19	3,83
FeO	7,97	6,10	6,24	8,23	5,33	3,97	5,80
MnO	0,12	0,14	0,17	0,17	0,13	0,09	0,12
MgO	9,42	6,28	11,43	7,15	8,55	6,28	9,77
CaO	12,99	8,25	7,79	10,68	7,77	7,89	10,07
Na_2O	1,80	3,05	2,75	2,88	3,25	3,30	2,00
K_2O	1,11	2,65	2,06	1,00	2,85	3,16	1,74
P_2O_5	0,35	0,30	0,20	0,46	0,45	0,45	0,37
H_2O^-	0,16	0,18	0,30	0,16	0,24	0,14	0,16
H_2O^+	1,72	2,06	1,77	Не обн.	2,07	1,03	Не обн.
П. п. п.	3,11	2,92	3,22	2,46	3,11	2,72	3,23
Сумма	99,65	99,79	99,50	99,63	99,78	99,60	99,80
a	5,6	10,9	8,9	8,1	11,3	12,0	6,8
c	5,7	6,2	4,1	6,3	4,3	4,3	5,3
b	36,1	24,9	32,4	30,6	27,6	22,8	32,1
s	52,6	58,0	54,6	55,0	56,8	60,9	55,8
f'	28	38	25	36	28	29	27
m'	28	45	59	40	53	24	51
c'	44	17	16	24	19	47	22
n	71	64	67	81	63	61	64
Q	+1,7	—12,0	—12,7	—12,5	—13,3	—6,5	—7,3

Примечание. 48 — пироксеновый лампрофир, лишенный калиевого полевого шпата, послесиенитовый; 49 — пироксеновый лампрофир, содержащий калиевый полевой шпат, послесиенитовый; 50 — пироксен-роговообманковый лампрофир, послесиенитовый; 51 — роговообманковый лампрофир, послесиенитовый; 52 — офитовое габбро; 53 — спессартит-вогезит досиенитовый; 54 — лампрофир камптонит-мончикитового ряда, досиенитовый. Все анализы взяты из статьи В. Н. Довгаля (1970).

объема породы) и авгит-плагиоклаз-хлоритовой основной массы. Авгит относится к сильно магнезиальному типу, имея угол $2V = +54°$ и $Np = 1{,}674$. И во крапленниках, и в основной массе образует идиоморфные призматические или изометричные кристаллы. Плагиоклаз наблюдается в виде зонарных удлиненных лейст. Центральные части их сильно разложены и не поддаются определению. Периферия свежа и отвечает олигоклазу. Хлорит выполняет интерстиции в породе, как бы цементируя пироксен и плагиоклаз. Количество его достигает 30—35%. По химическому составу (табл. 17, ан. 48) эта порода близка к фурчиту — пироксеновому мончикиту. Встречена всего в одном месте — на водоразделе ключей Карасук и Килинпаспах.

Более часто среди послесиенитовых лампрофиров отмечаются породы, сложенные вкрапленниками лабрадора (10—30%) и авгита (5—8%),

заключенными в основную массу, состоящую из идиоморфных кристаллов пироксена (15—20%), лейст нормально-зонарного плагиоклаза № 45—15, ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата (до 20—30%) и хлорита в интерстициях (10—15%). Пироксен в этих породах более железист, чем в предыдущем случае ($2V = +53°$; $Np = 1{,}685$). Имеется химический анализ этой породы (см. табл. 17, ан. 49), из которого видно, что по величине параметров a и c и отношению $a:c$ она близка к камптониту, а по величине характеристик b и s — к вогезиту.

Еще более часто послесиенитовые дайки бывают представлены авгит-роговообманковыми лампрофирами. Это порфировые породы, содержащие в качестве вкрапленников кристаллы идиоморфного авгита (8—15%). Основная масса сложена бурой роговой обманкой (30—40%), разложенным зонарным плагиоклазом с альбитовой или олигоклазовой внешней зоной, калиевым полевым шпатом (3—25%). Часто в основной массе появляется пироксен (от долей процента до 15—20%). В интерстициях имеется немного бледно-зеленого хлорита (не более 5—8%). Авгит породы обладает тем же составом, что и в лампрофирах предыдущего типа ($2V = +53—56°$, $Np = 1{,}685$). Роговая обманка относится к обыкновенному известково-щелочному типу ($2V = —84°$; $cNg = 22°$; $Np = 1{,}664$). Образует всегда удлиненные идиоморфные кристаллы. По химическому составу (см. табл. 17, ан. 50) этот лампрофир должен быть отнесен к породам ряда камптонит — мончикит.

Другим довольно распространенным типом послесиенитовых лампрофиров являются роговообманковые лампрофиры. Они состоят из бурой роговой обманки ($2V = —80°$; $cNg = 14—15°$; $Np = 1{,}664$) в количестве 40—60%, плагиоклаза, калишпата (15—20%), кварца (1—5%). Плагиоклаз почти всегда зонарен. Состав его колеблется от альбита до андезина № 30. По химизму (см. табл. 17, ан. 51) эта порода аналогична кринаниту — оливиновому анальцимовому базальту.

Послесиенитовым лампрофирам очень редко сопутствуют дайки альбитовых долеритов и порфиритов. Альбитовые долериты состоят из альбита, авгита ($2V = +48°$, $Np = 1{,}695$), зеленовато-желтого хлорита в интерстициях, рудного, апатита. Количество пироксена равно 25—30%, хлорита — 15—20, рудного — 2—3%. Имеют долеритовую структуру.

Альбитовые порфириты содержат в качестве вкрапленников альбит (3—5%). Основная масса — беспорядочно ориентированные лейсты альбита, желтый хлорит в интерстициях (10—15%), рудный минерал (5%), апатит и обильный кальцит в интерстициях и в виде гнезд (20%).

В одном случае в числе даек, секущих сиениты, была встречена порода, которую можно назвать альбитовым диоритом. Она имеет среднезернистую гипидиоморфнозернистую структуру и состоит из роговой обманки (около 30%), широкотаблитчатых кристаллов альбита, магнетита (1—2%), хлорита и эпидота.

В заключение остановимся на характеристике досиенитовых офитовых габбро и лампрофиров. Эти породы хотя и не входят в состав массивов щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела, но могут оказаться их комагматами.

Офитовые габбро в образце имеют крупно-, редко среднезернистую структуру. Они содержат 30—50% темноцветных минералов и состоят из плагиоклаза, клинопироксена, бурой роговой обманки, биотита, апатита, магнетита. Плагиоклаз породы обычно сильно разложен. Свежие индивиды его редки и обнаруживают зонарное строение с лабрадоровым ядром № 50—60 и олигоклазовой периферией № 20—30. Клинопироксен представлен авгитом ($2V = +49°$; $Np = 1{,}692$). Роговая обманка — актинолит, реже зеленая или буровато-зеленая обыкновенная роговая обман-

ка, развивающаяся главным образом по пироксену. Порода имеет офитовую структуру. Пироксеновые зерна в ней в большинстве случаев лишены самостоятельных ограничений и по одному или по нескольку зерен выполняют угловатые промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза.

По своему химизму (см. табл. 17) офитовые габбро близки к эссекситам. Обращает на себя внимание довольно высокое отношение в них калия к натрию.

Досиенитовые лампрофиры представлены спессартитами, калишпатовыми спессартитами (спессартито-вогезитами) и в одном случае — породой ряда камптонит — мончикит.

Спессартиты состоят из бурой роговой обманки ($cNg = 13—16°$; $2V = —80°$; $Np = 1{,}660$) в количестве 20—40%, альбитизированного, сильно разложенного плагиоклаза, хлорита, рудного, апатита и кое-где кварца. Структура типичная лампрофировая.

Спессартито-вогезиты отличаются от спессартита присутствием калишпата в количестве от нескольких процентов до 40—45%. Судя по химическому анализу (см. табл. 17, ан. 53), спессартито-вогезит близок по химизму к средним типам спессартита и вогезита, по Дэли. Характерна повышенная щелочность породы и довольно высокое отношение в ней калия к натрию.

Жильная порода ряда камптонит — мончикит встречена в правом борту лога Камырскалы. Сложена она вкрапленниками бесцветного клинопироксена ($2V = +54°$; $Np = 1{,}695$), заключенными в основную массу, состоящую из пироксена, бурой роговой обманки (5—8%), разложенного плагиоклаза, калишпата (8—10%), хлорита (до 10%), рудного, апатита. Роговая обманка здесь такого же типа, как и в спессартитах. Она и клинопироксен образуют в основной массе породы идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы.

По химизму лампрофир ряда камптонит — мончикит (см. табл. 17, ан. 54) близок к некоторым разновидностям мончикитов (фурчиту, уачититу) и к кринаниту (оливиновому анальцимовому базальту). Название ему среди стандартных типов пород мы подобрать не могли.

Допуская вероятную комагматичность досиенитовых лампрофиров со щелочными сиенитами, граносиенитами и гранитами Туимо-Карышского водораздела, мы исходим из повышенной щелочности лампрофиров, общих черт минерального состава их с сиенитами (присутствие калишпата) и, наконец, из сходства их с послесиенитовыми лампрофирами.

Улуг-Засский массив

Слагает гору Улуг-Зас около ст. Бискамжа. Площадь массива около 30 км². Залегает в основном среди терригенно-осадочных пород нижнего кембрия, отчасти среди известняков рифея (рис. 24). Изучался Г. В. Поляковым, А. Е. Телешевым, В. И. Герей, Э. Д. Безугловым и другими геологами.

В состав Улуг-Засского массива входят главным образом мелко- и среднезернистые граносиенит- и гранит-порфиры. Южная и юго-восточная части массива сложены крупно- и грубозернистыми, редко среднезернистыми кварцевыми и бескварцевыми сиенитами и граносиенитами. Взаимоотношение этих пород с граносиенит- и гранит-порфирами не вполне ясно. Создается впечатление, что они связаны взаимопереходами, но полной уверенности в этом нет. Сиениты приурочены к гипсометрически наиболее высоким частям массива. Поэтому не исключено, что появление их связано с изменением состава магмы и особенностей ее кристаллизации в апикальных частях магматической камеры.

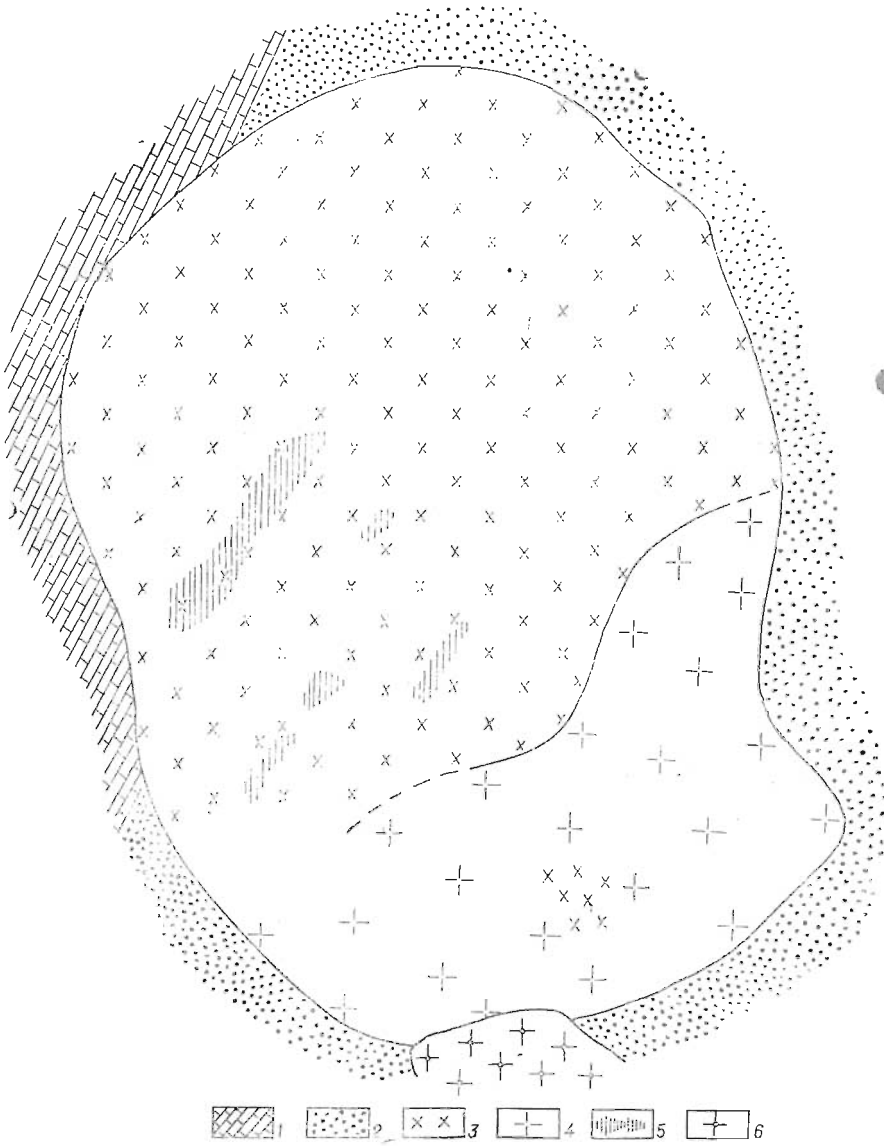


Рис. 24. Строение Улуг-Заасского массива (составил В. Н. Довгаль).

1 — карбонатные породы рифея; *2* — терригенно-осадочные породы нижнего кембрия; *3* — граносиенит- и гранит-порфиры; *4* — сиениты, иногда дающие переходы к граносиенитам; *5* — альбитизированные граносиенит- и гранит-порфиры; *6* — щелочные граниты.

Породы массива секутся дайками гранитового, граносиенитового и диабазового состава. В южной части они прорываются небольшим штоком щелочных гранитов.

Граносиенит- и гранит-порфиры. В образце розовые или розовато-белые породы отчетливого порфирового строения. Вкрапленники имеют размеры 0,5—1,5 см. Количество их достигает 15—20% объема породы.

Они всегда обладают зонарным строением. Центральные части вкрапленников сложены прозрачным альбит-олигоклазом или олигоклазом (до № 20), содержащим небольшое количество неправильных пятнистых вростков калишпата. Плагиоклаз, как правило, лишен двойников.

Имеет $-2V=80-88°$; $Np=1{,}529-1{,}536$. Светлое плагиоклазовое ядро вкрапленников обрастает по всему периметру зерна каемкой сильно серицитизированного, всегда тонко сдвойникованного альбита, лишенного каких-либо включений ортоклаза, а этот альбит окружен, в свою очередь, каемкой пертита или почти не содержащего альбитовых врастков ортоклаза. Есть вкрапленники, где наблюдается двукратное чередование зон альбита и пертита.

Основная масса граносиенит- и гранит-порфиров сложена полевым шпатом, кварцем, роговой обманкой, редкоземельными цирконом и апатитом, сфеном, магнетитом. Изредка в ней появляются биотит и клинопироксен.

Полевой шпат в основной массе представлен кислым плагиоклазом (не выше № 20—23) и микропертитом или ортоклазом ($-2V=60-77°$; $Np=1{,}517-1{,}518$) с незначительным количеством альбитовых врастков. Эти минералы иногда образуют самостоятельные кристаллы, чаще же слагают зонарные зерна, в центре которых находится плагиоклаз, а по периферии пертит или ортоклаз. Кроме того, в основной массе присутствуют полевошпатовые кристаллы точно такого же состава и строения, как и во вкрапленниках.

Роговая обманка в граносиенит- и гранит-порфирах окрашена в зеленый цвет ($cNg=17-23°$; $Np=1{,}650-1{,}663$; $-2V=65-83°$). Пироксен имеет $+2V=52-57°$; $Np=1{,}668-1{,}685$. У биотита $Np\approx1{,}652$. Он развивается главным образом как продукт замещения по роговой обманке.

Количественное соотношение минералов в породах непостоянное (табл. 18). Наиболее распространены роговообманковые и биотит-роговообманковые граносиенит-порфиры с 14—17% кварца. Реже встречаются гранит-порфиры, в которых количество кварца возрастает до 25—29%. В граносиенит- и гранит-порфирах, содержащих пироксен, роговая обманка отсутствует. В них наблюдается пониженное содержание пертита и ортоклаза вплоть до полного их исчезновения. Такие бескалишпатовые гранит-порфиры были встречены в центральной части массива.

Между железистостью темноцветных минералов и содержанием в породах пертита и ортоклаза устанавливается положительная корреляция.

Структура основной массы граносиенит- и гранит-порфиров гипидиоморфнозернистая, при высоком содержании кварца близка к гранитовой. Есть участки с микропегматитовой структурой.

Граносиенит- и гранит-порфиры местами испытывают послемагматическую альбитизацию. Темноцветные минералы в таких породах замещаются хлоритом. В них возрастает количество кварца.

Таблица 18

Минеральный состав граносиенит- и гранит-порфиров Улуг-Засского массива, об. %

Порода	Кварц	Плагиоклаз	Ортоклаз-пертит	Роговая обманка	Роговая обманка+биотит	Пироксен	Акцессории
Мелкозернистый граносиенит-порфир (обр. Д-551-67) . .	16	27	51	—	6	—	Доли процента
То же (обр. Д-546-67) . . .	17	20	58	—	5	—	То же
То же (обр. Д-542-67) . . .	14	20	53	13	—	—	»
Пироксеновый граносиенит-порфир (обр. Д-589-67) . . .	18	34	43	—	—	5	»
Мелкозернистый гранит-порфир (обр. Д-591-67)	25	16	54	5	—	—	»
Бескалишпатовый пироксеновый гранит-порфир (обр. Д-606-67)	29	66	—	—	—	5	»

По своему химизму (табл. 19) улугзасские граносиенит- и гранит-порфиры относятся к породам с явно повышенной щелочностью, но она в них ниже, чем в граносиенитах и гранитах Туимо-Карышского и Красногорского массивов. Это объясняется тем, что в улугзасских породах в качестве самостоятельной минеральной фазы присутствует плагиоклаз и отсутствуют щелочные темноцветные минералы.

Как и следовало ожидать, более высокую щелочность на Улуг-Засе обнаруживают породы, содержащие в качестве темноцветных минералов роговую обманку, а менее высокую — пироксеновые граносиениты и гранит-порфиры.

Сиениты по составу полевого шпата подразделяются на две разновидности. В первой из них полевой шпат представлен в основном грубополосчатым пертитом и антипертитом, очень напоминающим собой антипертит из щелочных сиенитов Туимо-Карышских массивов. Состоит он из

Таблица 19

Химический состав пород Улуг-Засского массива

Окисел	55	56	57	58	59	60	61
SiO_2	65,42	69,58	66,34	70,98	63,66	61,74	74,00
TiO_2	0,71	5,75	0,66	0,50	1,12	1,13	0,25
Al_2O_3	15,05	15,14	15,05	15,00	16,80	16,22	12,26
Fe_2O_3	1,22	0,05	1,32	0,24	0,23	1,86	0,27
FeO	4,22	1,29	2,97	1,50	2,58	4,15	2,40
MnO	0,11	0,03	0,10	0,03	0,06	0,11	0,03
MgO	1,08	0,75	0,92	0,79	1,58	1,00	0,42
CaO	0,98	3,07	1,68	2,32	3,77	2,95	0,29
Na_2O	4,97	4,39	4,97	6,28	6,97	6,17	4,05
K_2O	4,83	4,22	5,25	0,59	2,02	3,92	5,18
P_2O_5	0,21	0,14	0,15	0,10	0,27	0,25	0,05
Nb_2O_5	0,006	0,004	0,006	0,003	0,007	0,005	0,010
Ta_2O_5	0,0003	0,0003	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0007
ZrO_2	0,076	0,038	0,080	0,042	0,094	0,029	0,039
H_2O^-	0,14	0,08	0,04	0,22	0,10	0,10	0,12
П.п.п.	1,03	0,74	0,75	1,09	0,75	0,92	0,71
Сумма	100,05	100,07	100,28	99,68	100,00	100,55	100,07
a	17,8	15,5	18,1	14,3	17,9	18,9	15,7
c	1,2	2,1	0,9	2,7	2,2	1,2	0,1
b	6,7	4,1	6,6	3,0	7,6	9,6	3,3
s	74,3	78,3	74,4	80,0	72,3	70,3	80,9
f'	74	33	59	52	35	63	72
m'	26	29	24	46	34	18	90
c'	0	38	17	2	31	19	8
n	61,2	61,3	59,3	94,5	83,9	73,8	54,3
Q	+11,8	+22,5	+11,7	+28,7	+6,6	+1.6	+30,3

Примечание. 55 — биотит-роговообманковый граносиенит-порфир (обр. Д-552-67); 56 — пироксеновый граносиенит-порфир (обр. Д-589-67); 57 — роговообманковый граносиенит-порфир (обр. Д-550-67); 58 — бескалишпатовый пироксеновый гранит-порфир (обр. Д-605-67); 59 — существенно альбитовый пироксеновый сиенит (обр. Д-594-67); 60 — пертит-антипертитовый пироксен-роговообманковый сиенит (обр. Д-577а-67); 61 — дайковый щелочной гранит-порфир (обр. Д-562б-67).

ориентированных приблизительно вдоль плоскости (15.0.2) сростков плагиоклаза № 3—16 ($2V$=—80—+80°; Np=1,526—1,533) и калиевого полевого шпата (—$2V$=68—82°; Np=1,518). Количественное соотношение сростков различно — преобладают то те, то другие. Изредка встречаются зерна, практически целиком сложенные калишпатом.

В ядрах пертит-антипертитовых кристаллов часто наблюдается почти лишенный калишпатовых вростков свежий олигоклаз № 16—22. Иногда здесь же появляется нацело серицитизированный, по-видимому, еще более основной плагиоклаз.

В сиенитах описываемого типа, помимо полевого шпата, присутствуют кварц (не менее 5—10%), густо-зеленая роговая обманка (cNg=13—16°; —$2V$=61—74°; Np=1,660—1,668) в количестве 8—20%, светло-зеленый эгиринсодержащий диопсид-геденбергит (+$2V$=61—63°; Np=1,711—1,713). Последний встречается лишь в сиенитах, обогащенных кварцем. Имеются магнетит, сфен, циркон, апатит, пирохлор.

Внешне описываемые сиениты выглядят как крупно-, реже среднезернистые породы розовой окраски. При возрастании в них количества кварца (приблизительно до 20%) они переходят в граносиениты, которые довольно часто встречаются в поле развития сиенитов южной части Улуг-Засского массива. Граносиениты обычно имеют среднезернистую структуру. Полевой шпат в них — такой же пертит и антипертит, как и в сиенитах, но в ядерных частях кристаллов нет олигоклаза. Темноцветный минерал — пироксен (3—6%).

По химическому составу (см. табл. 19) пертит-антипертитовые сиениты относятся к субщелочным породам.

В сиенитах второго типа полевой шпат — в основном альбит, который слагает крупные, в большинстве своем изометричные, неправильные зерна. Зерна эти имеют неоднородное пятнистое строение и состоят из отдельных, одинаково ориентированных относительно кристаллографических осей «блоков» альбита. Альбит тонко сдвойникован и сильно серицитизирован. В части шлифов в центральных частях альбитовых зерен появляется несдвойникованный однородный олигоклаз (как во вкрапленниках граносиенит- и гранит-порфиров), или грубополосчатый пертит и антипертит (как в сиенитах первого типа).

Темноцветный минерал в «альбитовых» сиенитах отвечает бесцветному клинопироксену с углом +$2V$=54—60° и Np=1,685—1,689. Иногда встречается сильно хлоритизированная роговая обманка. Общее содержание темноцветных минералов 15—18%.

Кварц в «альбитовых» сиенитах присутствует не всегда. Количество его не превышает 5—8%.

В образце «альбитовые» сиениты представляют собой грубо- и крупнозернистые породы, окрашенные в розовато-белый и белый цвета. С сиенитами первого типа они связаны взаимопереходами. Распределены эти породы в сиенитовом поле совершенно беспорядочно.

По химизму (см. табл. 19) «альбитовые» сиениты являются тоже субщелочными породами. Щелочность у них несколько ниже, чем в пертит-антипертитовых сиенитах.

Дайковые породы в Улуг-Засском массиве имеют в основном щелочногранитный и щелочнограносиенитовый состав. Они обладают средне- и мелкозернистой равномернозернистой или порфировой структурой. Состоят из щелочного полевого шпата (пертита, альбита, иногда грубополосчатого антипертита и пертита, как в сиенитах), кварца (10—40%), арфведсонита, рибекита, эгирина, эгирин-авгита, биотита, бурой роговой обманки и богатого комплекса акцессорных минералов — магнетита, ортита, сфена, циркона, пирохлора, ксенотима, апатита, флюорита. Щелоч-

ные граниты и гранит-порфиры помимо даек в южной части массива слагают небольшой шток.

Довольно часто отмечаются дайки гранит-аплитов (кварц, альбит, микропертит, биотит), иногда базокварцевых порфиров. Среди сиенитов В. И. Геря описывает дайки грорудитов и бостонитов. Встречаются дайки альбитовых долеритов (альбит и клинопироксен).

В экзоконтактах Улуг-Засского массива с терригенно-осадочными породами кембрия происходит ороговикование. По данным В. И. Геря, ширина роговикового ореола варьирует от нескольких сот метров до 1,5 км. Во внутренней части ореола роговики имеют пироксен-оливин-биотит-плагиоклазовый состав, во внешней — пироксен-амфибол-биотит-плагиоклазовый. В экзоконтактах с известняками имеют место мраморизация и частичное скарнирование с появлением в породах гроссуляра и диопсида. В непосредственном контакте В. И. Геря отмечает кое-где присутствие сплошных гроссуляр-диопсидовых скарнов. Здесь же им описываются породы, которые автор именует шонкинитами и которые состоят из эгирин-авгита, ортоклаза и амфибола.

Таблица 20

Химический состав граносиенитов и граносиенит-порфиров района Теи

Окисел	62	63	64
SiO_2	67,79	68,72	67,42
TiO_2	0,56	0,53	0,51
Al_2O_3	15,26	14,82	14,92
Fe_2O_3	0,59	1,28	0,86
FeO	2,38	2,53	3,27
MnO	0,06	0,05	0,05
MgO	0,63	1,29	0,82
CaO	2,12	1,60	2,03
Na_2O	5,26	5,38	4,78
K_2O	4,28	2,84	3,61
П.п.п.	0,54	1,05	1,12
Сумма	99,48	100,89	99,40
a	17,7	15,7	16,1
c	1,2	1,9	1,5
b	4,9	5,6	8,7
s	76,2	76,8	73,7
f'	56	61	70
m'	21	38	16
c'	23	—	14
n	65	74	69
Q	+16	+13,4	+14,0

Примечание. 62 — граносиениты Ельген-Тага (среднее из 3 анализов); 63 — граносиенит Тейского массива; 64 — дайковый граносиенит-порфир (среднее из 2 анализов). Все анализы взяты из работы Г. В. Полякова и А. Е. Телешева (1960).

Граносиенитовые массивы района Теи

Располагаются приблизительно в 20 км южнее Улуг-Заса. По данным Г. В. Полякова и А. Е. Телешева (1960), эти массивы представляют собой мелкие резко гипабиссальные тела, наиболее крупные из которых (Ельген-Тагское, Тейское, Тузухсинское) имеют средние размеры 200×700 м.

Залегают они главным образом по периферии небольшой среднепалеозойской брахиантиклинали, выполненной преимущественно кислыми эффузивами (кварцевыми и базокварцевыми трахитовыми порфирами, реже лабрадоровыми и базальтовыми порфиритами) верхнего силура — нижнего девона. Массивы рвут эти эффузивы, а с трахитовыми порфирами обнаруживают преемственность в минеральном и химическом составе, на основании чего могут считаться их комагматами.

Сложены Тейские массивы граносиенитами с 16—20% кварца. Им сопутствуют многочисленные дайки кварцевых сиенит- и граносиенит-порфиров.

В работах Г. В. Полякова, А. Е. Телешева (1960) и В. И. Геря описаны граносиениты Ельген-Тагского, Тейского и Тузухсинского массивов и кварцевые сиенит- и граносиенит-порфиры.

Ельгентагские граносиениты состоят из пертитового и антипертитового щелочного полевого шпата, кварца (16%), зеленовато-бурой и бесцветной роговой обманки, магнетита, сфена, циркона, апатита. В центральных частях полевошпатовых кристаллов иногда обнаруживаются ядра олигоклаза № 20—25.

Тейские и тузухсинские граносиениты сложены плагиоклазом № 5—12 (15%), пертитом (60%), кварцем (до 20%), разложенной обыкновенной роговой обманкой (3—4%), акцессориями.

Кварцевые сиенит- и граносиенит-порфиры в качестве вкрапленников содержат пертит и плагиоклаз № 6—10. Основная масса — пертит, кварц, хлоритизированная и актинолитизированная роговая обманка.

По химизму (табл. 20) граносиениты района Теи идентичны граносиенитам Улуг-Заса. Некоторые несущественные различия наблюдаются в содержании щелочей и натрия. Подобно улугзасским, тейские граносиениты представляют собой породы менее щелочные, чем граносиениты Красногорского и Туимо-Карышских массивов. Минералогически они отличаются от них двуполевошпатовым характером (присутствием плагиоклаза) и иным составом темноцветного минерала.

Общие сопоставления

Подводя итог сказанному выше относительно особенностей состава массивов среднепалеозойских гранитов и сиенитов различных районов Кузнецкого Алатау, обратимся к таблице средних химических составов пород этих массивов (табл. 21). В нее включены граниты юго-восточной части Кузнецкого прогиба, граниты и кварцевые порфиры Чебулинского района, сиениты и граносиениты центральной части Мариинской Тайги, граниты, граносиениты и сиениты Батеневского поднятия. Кроме того, в таблице помещены средние химические составы кислых эффузивов девона, с которыми среднепалеозойские массивы гранитов и сиенитов обнаруживают пространственную и временную близость, и с которыми они, надо полагать, связаны общностью происхождения.

При вычислении средних составов гранитов, граносиенитов и сиенитов в основном были использованы анализы пород, помещенные в таблицах 2—20 настоящей работы. Помимо этого, 4 анализа биотитовых гранитов юго-восточной части Кузбасса заимствованы у В. И. Богнибова; 2 анализа гранитов по Чебулинскому району — у Г. Ф. Горелова и Ю. С. Надлера (1968, с. 115, ан. 3, 7); 2 анализа сиенита и 1 анализ граносиенита по Талановскому грабену Мартайги — у В. З. Мустафина; 5 анализов гранитов, 3 анализа граносиенитов и 6 анализов сиенитов Улуг-Засского массива — у В. И. Гери; 3 анализа граносиенитов и 1 анализ сиенита Туимо-Карышских массивов — у С. Л. Халфина (1963, с. 76, ан. 11—14); 6 анализов граносиенитов по району Теи — у Г. В. Полякова и А. Е. Телешева (1960, с. 284—285, ан. 1—3, 10, 30, 39).

Средние химические составы кислых эффузивов подсчитывались на основании анализов, взятых главным образом из литературы. Для юго-восточной части Кузбасса 7 анализов пород, именуемых авторами кварцевыми порфирами, фельзитами, туфами кварцевых порфиров, туфобрекчией дацитового состава, заимствованы у В. П. Болтухина и Г. П. Турченко. Три анализа «вулканических туфов кислого состава» взяты из статьи Д. К. Балицкого и др. (1966, с. 153, ан. 276, 277, 179), 4 анализа кварцевых порфиров и их туфов — из табл. 2, 3 настоящей работы.

Для вычисления среднего состава эффузивов Мартайги использован 21 анализ трахитовых порфиров, ортофиров и фонолитов В. З. Мустафина по Талановскому грабену. В подсчет среднего состава кислых эффузивов Батеневского поднятия включены 2 анализа фельзитов из района рудника Юлия (Царев, 1967) и 2 анализа «кварцевых трахитовых порфиров» района Теи (Поляков, Телешев, 1960).

Таблица 21

Средний химический состав среднепалеозойских гранитов, граносиенитов, сиенитов и кислых эффузивов Кузнецкого Алатау

Окисел	Юго-восток Кузнецкого прогиба		Чебулинский район	Центральная часть Мариинской Тайги			Батеневское поднятие			
	граниты	кислые эффузивы	граниты и кварцевые порфиры	граносиениты	сиениты	эффузивы трахитового и фонолитового состава	граниты	граносиениты	сиениты	кислые эффузивы
SiO_2	75,10	70,82	72,99	68,02	58,02	58,30	73,76	68,55	63,20	71,45
TiO_2	0,13	0,42	0,24	0,15	0,30	0,46	0,26	0,40	0,74	0,34
Al_2O_3	13,05	13,90	13,31	15,90	20,08	18,75	12,61	14,69	16,51	13,13
Fe_2O_3	0,82	1,53	1,09	2,27	5,14	3,40	1,67	1,28	2,47	1,57
FeO	1,47	2,58	1,82	1,81	1,27	3,21	1,45	2,25	3,37	2,09
MnO	0,04	0,07	0,05	0,07	0,12	0,19	0,03	0,06	0,09	0,07
MgO	0,27	0,61	0,32	0,25	0,31	0,71	0,25	0,52	0,92	0,34
CaO	0,58	1,41	0,64	0,42	0,54	1,76	0,42	1,18	1,89	1,45
Na_2O	3,65	3,65	4,30	5,57	6,13	5,77	4,58	5,06	5,79	3,54
K_2O	4,37	3,46	4,35	4,83	5,79	4,43	4,05	4,47	4,55	4,51
P_2O_5	0,02	0,10	0,08	0,02	0,09	0,22	0,07	0,07	0,55	0,08
Количество анализов	15	14	14	2	6	21	12	19	16	4
a	13,7	12,6	15,2	18,9	22,3	19,7	15,4	17,5	18,0	13,9
c	0,7	1,7	0,8	0,5	0,7	2,2	0,4	0,9	2,0	0,5
b	4,5	6,8	3,9	4,9	9,8	9,2	3,2	4,6	7,3	5,7
s	81,1	78,9	80,1	75,7	67,2	68,9	81,0	77,0	72,7	79,9
f'	58	54	78	70	59	68	88	72	75	58
m'	11	15	12	8	5	13	12	18	21	9
c'	—	—	—	—	—	—	—	10	4	—
a'	31	31	10	22	36	19	—	—	—	33
n	55	64	60	66	61	66	64	63	71	54
Q	+34,1	+30,9	+29,0	+13,1	−10,9	−3,8	+30,8	+18,1	+7,4	+31,5

Основываясь на данных табл. 21, можно прежде всего резюмировать те черты сходства и различия, которые существуют между среднепалеозойскими гранитами, граносиенитами и сиенитами различных районов Кузнецкого Алатау. Из таблицы, в частности, видно, что средний состав гранитов юго-востока Кузнецкого прогиба заметно иной, чем средний состав гранитов бассейна р. Чебула и Батеневского поднятия. От чебулинских гранитов и кварцевых порфиров биотитовые граниты Кузнецкого прогиба отличаются большим содержанием кремнезема, меньшим содержанием титана, натрия и меньшей величиной параметра *a* (проверка на значимость проводилась по критерию Вилкоксона, уровень значимости 95% и выше). С гранитами Батеневского поднятия у них устанавливаются значимые различия в содержаниях натрия, титана и в значении характеристики *a* (тоже в меньшую сто-

рону). Между собой средние составы гранитов Чебулинского района и Батеневского поднятия значимых различий не обнаруживают.

Существенные отличия отмечаются между средними составами сиенитов Мартайги и Батеневского поднятия. Эти породы принадлежат к двум различным генетическим типам. Сиениты Мартайги в своем происхождении тесно связаны с основными и средними породами и могут быть отнесены к категории «базальтоидных» сиенитов (Кузнецов, 1955). Сиениты же Батеневского поднятия ассоциируют с граносиенитами и гранитами, являясь «гранитоидными» сиенитами. Мартайгинские сиениты содержат, по сравнению с батеневскими, значительно больше глинозема и калия и меньше кремнезема, магния и кальция. Они также характеризуются большими отношением железа к магнию и величиной параметра *a*. Средний состав сиенитов Мартайги отвечает щелочному сиениту, средний состав сиенитов Батеневского поднятия — субщелочному сиениту.

Те различия в химизме, что существуют между сиенитами Мартайги и Батеневского поднятия, свойственны и граносиенитам этих районов. Однако установить степень значимости этих различий, ввиду очень малого количества анализов по граносиенитам Мартайги, не удается.

Сравнение среднего химического состава гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба со средним химическим составом комагматичных им кислых эффузивов девона показывает, что граниты являются породами более лейкократовыми, чем эффузивы. Они богаче эффузивов кремнеземом и калием и беднее алюминием, железом, кальцием и магнием. В пересчете на нормативные кварц, альбит, ортоклаз (40,3; 33,2 и 26,5% соответственно) эти граниты в точности отвечают тройной эвтектике, полученной Боуэном в системе альбит — ортоклаз — кварц — вода при давлении воды 500 атм (Менерт, 1963). Средний же состав эффузивов (Q:Ab:An=41,2:36,4:22,4), хотя он тоже близок эвтектическому, ложится на диаграмме Боуэна несколько левее и выше гранитов в поле кварца.

Сиениты Мартайги, подобно гранитам Кузнецкого прогиба, отличаются от близких им по составу синхронных эффузивов меньшими содержаниями кальция, магния и бо́льшим содержанием щелочей. Количества кремнезема и железа в них сохраняются приблизительно такие же, как в эффузивах, а содержание глинозема увеличивается. Таким образом, с переходом к интрузивным аналогам ортофиров и фонолитов в составе пород возрастает, так сказать, «сиенитовая тенденция». На юго-востоке же Кузнецкого прогиба с переходом от эффузивной фации кислых пород к интрузивной усиливаются «гранитовые тенденции».

В пределах Батеневского поднятия кислые эффузивы отличаются от гранитов примерно по тем же признакам, по каким отличаются друг от друга эффузивы и граниты Кузнецкого прогиба.

В интрузивных породах по сравнению с эффузивными увеличено количество щелочей. Факт этот, который, вообще говоря, широко известен и имеет место не только в среднепалеозойских вулкано-плутонических ассоциациях Кузнецкого Алатау, но и в эффузивно-интрузивных комплексах многих районов мира, свидетельствует о том, что интрузивные условия формирования способствуют обогащению магматического расплава щелочами и являются одной из причин возникновения пород повышенной щелочности. Конечно, эта причина была не единственной и не главной в появлении в среднем палеозое Кузнецкого Алатау щелочных и субщелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов. Поскольку щелочность этих пород меняется от одних районов Кузнецкого Алатау

не случайно, а в соответствии с изменением щелочности сопутствующих им вулканогенных образований девона, т. е. поскольку он обнаруживает зависимость от состава продуктов среднепалеозойского магматизма вообще, то можно думать, что щелочность гранитов, граносиенитов и сиенитов в основном предопределяется особенностями состава родоначальных магм.

Различия в химическом составе среднепалеозойских гранитов, граносиенитов и сиенитов Кузнецкого Алатау касаются не только главных петрогенных элементов, но и элементов-примесей. В свое время нами в породах Кистальского, Тамбовского, Тыштымского, Большесеменовского, Красногорского, Туимо-Карышских и Улуг-Засского массивов производились полуколичественные спектральные определения ванадия, цинка, свинца, молибдена, олова, бериллия, циркония, иттрия, ниобия и др. (Довгаль, Широких, 1969). Было установлено, что граниты юго-восточной части Кузнецкого прогиба и граниты Тыштымского массива очень бедны перечисленными элементами. Содержание урана в них равно 3,8—4,7 γ/г, содержания прочих элементов лишь в незначительной части анализов превышают кларковые, причем последнее касается главным образом молибдена, олова и бериллия. В сиенитах Большесеменовского массива и в гранитах, граносиенитах и сиенитах Батеневского поднятия содержания элементов-примесей значительно возрастают. Особенно увеличиваются количества молибдена, олова, бериллия, циркония, иттрия и ниобия. Содержание урана 4,6—8,8 γ/г. Более подробные сведения о поведении элементов-примесей в породах среднепалеозойских массивов гранитов и сиенитов содержатся в упомянутой статье В. Н. Довгаля и В. А. Широких (1969).

Интересно сравнить состав среднепалеозойских гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау с составом гранитов и сиенитов раннепалеозойской формации батолитовых гранитов этого региона. Такое сопоставление целесообразно проводить не вообще, а по отдельным районам, т. е. среднепалеозойские граниты юго-восточной части Кузбасса сравнить с гранитами тельбесского комплекса, граниты и сиениты севера Кузнецкого Алатау — с гранитами и сиенитами мартайгинского комплекса, граниты и сиениты Батеневского поднятия — с аналогичными породами улень-туимского комплекса. Девонские сиениты Мартайги, помимо этого, интересно сопоставить с развитыми в этом же районе сиенитами раннепалеозойской сиенит-габбровой формации.

Появление формации раннепалеозойских батолитовых гранитов пестрого состава имело место в Кузнецком Алатау в верхнем кембрии — ордовике. Массивы формации представляют собой крупные плутоны площадью до сотен и тысяч квадратных километров, которые образовались главным образом на месте в результате магматического замещения вмещающих пород. Такой способ формирования обусловил чрезвычайную пестроту состава раннепалеозойских гранитоидных массивов. Они сложены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами, кварцевыми и бескварцевыми сиенито-диоритами, граносиенитами, сиенитами и некоторыми другими породами. В западной части Кузнецкого Алатау, где раннепалеозойские батолитовые граниты залегают преимущественно в полях развития средних и основных вулканических пород рифея и кембрия, они имеют существенно гранодиорит-гранитовый состав. Сиенито-диориты, граносиениты и в особенности сиениты распространены здесь весьма ограниченно (тельбесский и мартайгинский комплексы). На восточном склоне Кузнецкого Алатау, в том числе и в пределах Батеневского поднятия, где во вмещающих толщах появляется много карбонатных пород, массивы раннепалеозойской батолитовой формации приобретают преимущественно

граносиенит-гранитовый состав с большим количеством сиенито-диоритов, кварцевых и бескварцевых сиенитов (улень-туимский комплекс).

Граниты, входящие в раннепалеозойскую формацию батолитовых гранитов, во всех случаях имеют двуполевошпатовый состав, будучи сложенными кварцем, кислым и средним плагиоклазом, калишпатом (чаще всего микроклином), биотитом, обыкновенной роговой обманкой. В массивах тельбесского и мартайгинского комплексов граниты, по данным В. И. Богнибова и А. Н. Дистановой (Кузнецов и др., 1971), не образуют самостоятельных тел. Они слагают обычно их центральные части и связаны с прочими породами массивов взаимопереходами. В улень-туимском комплексе граниты, как по крайней мере установлено Ю. А. Кузнецовым и Е. С. Сергеевой (Кузнецов и др., 1971), на примере Туимского и северной части Уйбатского плутонов, являются продуктами самостоятельной фазы внедрения и образуются позднее, чем гранодиориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты и сиениты.

Часть пород гранитового состава проявляется в массивах раннепалеозойских батолитовых гранитов в виде даек лейкократовых гранитов, гранит-аплитов, гранит-порфиров и т. д. Эти дайки особенно многочисленны в улень-туимском комплексе. Менее часто они встречаются в мартайгинском и относительно редко в тельбесском комплексах. От гранитов более ранних этапов формирования их отличает в целом бóльшая кислотность, щелочность и менее высокое содержание двухвалентных оснований. Минеральный состав этих пород такой же, как и у гранитов.

Сиениты раннепалеозойской батолитовой формации состоят из калишпата, кислого плагиоклаза, биотита, роговой обманки, иногда пироксена и часто кварца. В улень-туимском комплексе временами встречаются лишенные плагиоклаза щелочные и субщелочные сиениты. Есть здесь, вероятно, нефелиновые сиениты.

В отличие от массивов среднепалеозойских гранитов и сиенитов раннепалеозойские гранитоиды не обнаруживают связи с эффузивами.

Исчерпывающие сведения по раннепалеозойским батолитовым гранитам Кузнецкого Алатау можно найти в монографии Ю. А. Кузнецова и др. (1971).

Для сопоставления ранне- и среднепалеозойских гранитов с сиенитами нами предлагается таблица средних химических составов раннепалеозойских гранитов и сиенитов по тем районам Кузнецкого Алатау, которые рассматривались в настоящей работе (табл. 22). Граниты разделены в ней на две группы: граниты, слагающие, наряду с другими породами, массивы раннепалеозойской батолитовой формации и жильные граниты и аплиты. Последние ввиду недостаточного количества анализов не представлены для тельбесского комплекса.

Для построения таблицы использованы заимствованные из литературы анализы пород, именуемые авторами «гранитами», «сиенитами», «гранит-аплитами», «аплитами» и т. д. Анализы по тельбесскому комплексу взяты у В. И. Богнибова (Кузнецов и др., 1971), по мартайгинскому — у А. Н. Дистановой (Кузнецов и др., 1971), Л. В. Алабина (1970), М. П. Кортусова (1967), В. Г. Кореля (1961), по улень-туимскому — у Ю. А. Кузнецова (1971), Д. И. Мусатова (1961), Е. С. Сергеевой, В. И. Гери, по сиенитам раннепалеозойской сиенит-габбровой формации севера Кузнецкого Алатау — у М. П. Кортусова и др. (1963), Н. И. Кузоватова (1964), А. П. Кривенко (1970), В. Н. Довгаля (1968).

При сравнении среднепалеозойских гранитов юго-востока Кузнецкого прогиба (см. табл. 21) с гранитами тельбесского комплекса обна-

Таблица 22

Средний химический состав раннепалеозойских гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау

Окисел	Граниты тельбесского комплекса	Мартайгинский комплекс			Улень-туимский комплекс			Сиениты раннепалеозойской сиенит-габбровой формации Мартайги
		граниты	жильные граниты и аплиты	сиениты	граниты	жильные лейкократовые и аплитовидные граниты	сиениты	
SiO_2	68,30	69,34	72,58	60,31	70,42	72,46	59,60	61,20
TiO_2	0,39	0,34	0,15	0,66	0,34	0,22	0,69	0,49
Al_2O_3	15,34	15,10	14,78	16,75	14,29	13,81	17,85	18,47
Fe_2O_3	1,07	1,08	0,59	3,40	1,64	1,10	2,43	1,71
FeO	2,63	2,65	1,61	3,06	1,65	0,87	3,05	3,03
MnO	0,08	0,07	0,04	0,09	0,04	0,06	0,09	0,09
MgO	1,04	0,88	0,30	1,90	0,80	0,57	2,11	0,59
CaO	2,90	2,62	1,30	3,70	2,30	1,98	4,44	2,15
Na_2O	4,26	4,32	3,63	5,10	4,37	4,07	5,32	6,21
K_2O	3,18	2,56	4,49	2,95	3,35	3,93	3,75	4,82
P_2O_5	0,13	0,10	0,07	0,26	0,09	0,18	0,22	0,09
Количество анализов	12	26	10	12	7	10	14	21
a	13,8	13,4	13,7	15,7	14,2	14,3	17,3	20,8
c	3,3	3,1	1,5	3,5	2,3	1,8	3,3	2,1
b	5,3	5,3	6,8	10,2	4,4	3,3	10,4	6,1
s	77,6	78,2	78,0	70,6	78,7	80,6	69,0	71,0
f'	63	61	26	58	61	56	48	74
m'	32	25	6	32	29	29	33	17
c'	5	—	—	10	10	15	19	9
a'	—	14	68	—	—	—	—	—
n	66,7	72,0	54,6	71,0	66,7	63,0	71,1	66,4
Q	+24,3	+26,5	+27,1	+6,2	+27,1	+30,8	−0,3	+0,5

руживается, что первые из них богаче кремнеземом, калием и беднее титаном, глиноземом, окисью железа, магнием, кальцием, натрием (здесь и в дальнейшем имеются в виду только значимые различия). Среднепалеозойские граниты Чебулинского района богаче гранитов мартайгинского комплекса кремнеземом, калием, беднее титаном, глиноземом, окисью железа, магнием, кальцием. От жильных гранитов и аплитов мартайгинского комплекса они отличаются более высоким содержанием титана, натрия и менее высоким содержанием глинозема и кальция. Девонские сиениты центральной части Мартайги, по сравнению с сиенитами мартайгинского комплекса, содержат больше калия, натрия, глинозема и меньше кремния, титана, магния, кальция. Эти же породы при сопоставлении их с сиенитами раннепалеозойской сиенит-габбровой формации оказываются богаче последних глиноземом, железом и беднее кремнием и кальцием. Среднепалеозойские граниты Батеневского поднятия характеризуются более высокими содержаниями

кремнезема и калия, чем граниты улень-туимского комплекса, и меньшими содержаниями глинозема, магния и кальция. С жильными гранитами улень-туимского комплекса их различия менее значительны. Среднепалеозойские граниты богаче железом и беднее кальцием. Девонские сиениты Батеневского поднятия обогащены, по сравнению с улень-туимскими сиенитами, кремнеземом и калием и обеднены алюминием, магнием и кальцием.

Если говорить об общих чертах отличия среднепалеозойских гранитов от гранитов главных фаз формирования массивов раннепалеозойской батолитовой формации, то среднепалеозойские граниты всегда богаче кремнеземом и калием и беднее глиноземом, магнием и кальцием. Судя по числовым характеристикам, им свойственна более высокая щелочность и бо́льшее отношение железа к магнию.

Таким же образом отличаются друг от друга средне- и раннепалеозойские сиениты Батеневского поднятия.

Отличия среднепалеозойских гранитов от жильных гранитов и аплитов раннепалеозойской батолитовой формации, как и следовало ожидать, менее существенны и менее закономерны. Общим здесь является лишь более высокое содержание в жильных гранитах и аплитах кальция и более высокая относительная щелочность среднепалеозойских гранитов.

Различия, наблюдаемые в химическом составе девонских сиенитов Мартайги и сиенитов раннепалеозойской сиенит-габбровой формации, подчиняются приведенным выше закономерностям лишь в отношении кальция (в девонских сиенитах его содержится меньше).

Глава 3

РАННЕДЕВОНСКИЙ ДАЙКОВЫЙ КОМПЛЕКС ПЛАГИОПОРФИРОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Рассматривая девонскую ассоциацию гранитов и сиенитов центральной части Алтае-Саянской складчатой области, нельзя не остановиться на характеристике дайкового комплекса плагиопорфиров, поскольку он является своеобразным проявлением этого магматизма, будучи тесно связанным с девонским вулканизмом. С другой стороны, известно, что дайковым породам отводится большое место в петрологических и металлогенических исследованиях. Достаточно сослаться на общеизвестные работы Х. М. Абдуллаева (1957), М. Б. Бородаевской (1955), М. А. Фаворской (1957а), Ф. И. Вольфсона (1955), С. Д. Туровского (1959), Ф. К. Шипулина (1965), С. В. Ефремовой (1970) и др.

В нашей работе предпринята попытка осветить петрологию комплекса дайковых пород, играющего большую роль в геологическом строении восточного склона Кузнецкого Алатау. Сколько-нибудь подробные работы по геологии и петрографии дайковых пород Кузнецкого Алатау немногочисленны. Здесь можно указать на работы А. Я. Булынникова (1960), И. К. Баженова (1963), А. М. Дымкина и В. Н. Шарапова (1963). Появившиеся в последнее время работы, точно так же как и старые, касаются в основном даек, размещающихся в рудных полях (Коробейников, 1964, 1969; Денисов и Денисова, 1970; и др.).

При изучении раннепалеозойской гранитоидной формации Кузнецкого Алатау мы обратили внимание на то, что в некоторых гранитоид-

ных плутонах очень широко развит своеобразный комплекс дайковых пород, окрашенных в красно-бурые или чаще в кирпично-красные цвета. Развиты эти дайки очень неравномерно, наиболее распространены на восточном склоне Кузнецкого Алатау, в обрамлении Минусинских впадин, значительно реже в северо-западной части (Мартайге), очень редки в Горношорской части и практически не наблюдаются в центральной, осевой, зоне Кузнецкого Алатау. Дайки эти совместно с дайками диабазов и лабрадоровых порфиров образуют целые рои в некоторых участках гранитоидов, редко выходя за пределы плутонов. И хотя дайки эти прорывают отщепленные жильные породы (гранит-аплиты, аплиты, гранит-порфиры и др.), положение их таково, что они вполне могли бы быть отнесены к дайкам второго этапа и привязаны генетически к широко развитой в Кузнецком Алатау формации раннепалеозойских «пестрых» гранитоидов, что, например, и делает А. Ф. Коробейников (1969).

Дайковые породы, о которых идет речь, известны в Кузнецком Алатау под названием порфиров, ортофиров, сиенит-порфиров, трахиандезитов, трахитовых порфиров, олигоклазитов и т. д. В одной из последних наших работ (Кузнецов и др., 1971) они кратко описаны под названием альбитовых порфиров и ортофиров. На отсутствие единообразия в номенклатуре этих пород указывал в свое время И. В. Лучицкий (1960), описавший их под названием плагиопорфиров для девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. А. Н. Чураков (1932) называл их «ортофиры», а Я. С. Эдельштейн (1932) — «порфиры». Даже одни и те же авторы в разные годы описывали эти породы под разными названиями. Тот же И. В. Лучицкий до 1960 г. применял к ним название «ортофиры». И. К. Баженов, например, одну и ту же дайку в районе Саралы описывал как «натросиенитовый порфир» (1945) и сиенит-порфир (1963). В 1963 г. И. К. Баженов описал отдельные дайки трахитовых порфиров, трахиандезитов, сиенит-порфиров, ортофиров — пород по химизму столь близких, что на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки их иногда совпадают или очень близко размещаются.

Нашими исследованиями охвачена широкая полоса по всему восточному склону Кузнецкого Алатау и в Батеневском кряже, обрамляющая Минусинские впадины, начиная от рч. Мал. Сыр и оз. Буланкуль на юго-востоке и кончая деревнями Ир и Солдаткино на северо-западе. На схеме размещения даек (рис. 25) участки наибольшего развития даек обозначены цифрами (1—23). В этих участках мы подробно изучали все, что касается даек. Нужно заметить, что на этой схеме есть промежутки, где дайки отсутствуют, но это не означает, что мы не посещали эти районы. Действительно, в этих участках дайки плагиопорфиров или отсутствуют совсем, или очень редки. Кроме того, нами специально изучался разрез в северо-западной части Восточного Саяна в левобережье Енисея, ниже плотины Красноярской ГЭС, где лиловоцветные, красно-бурые плагиопорфиры наблюдаются в виде хорошо отпрепарированных даек среди вулканогенных образований быскарской серии нижнего девона.

Наименование «плагиопорфиры» (кварцевые плагиопорфиры) для этого комплекса дайковых пород мы принимаем вслед за И. В. Лучицким (1960), поскольку, как выяснилось в результате наших работ, настоящие ортофиры и сиенит-порфиры среди них в общем редки и название плагиопорфиры наилучшим образом отражает минеральный состав этих пород, или еще точнее, по-видимому, «альбитовый порфир».

Собственно плагиопорфирами мы называем существенно полевошпатовые породы, вкрапленники которых представлены исключительно

альбитом, олигоклазом или андезином. В основной массе также преобладает альбит. Из темноцветных минералов чаще присутствует биотит, реже амфибол и пироксен. Среди этих плагиопорфиров наблюдаются разности бескварцевые и кварцевые (базокварцевые). По химизму они отвечают ряду трахиандезит — трахит, занимая обычно промежуточное положение.

Вместе с тем термину плагиопорфир мы придаем и более широкое значение — это группа пород, в которую наряду с собственно плагиопорфирами входят ортофиры, микросиенит-порфиры и др. Расширение термина связано с тем, что все упомянутые породы очень трудно диагностируются не только макроскопически, но и в шлифах. И только химический анализ породы может указать наиболее приемлемое название. Еще раз нужно подчеркнуть, что это очень характерные по внешнему облику породы: «грязно-бурая или красноватая окраска, пористость и занозистый излом делают эти породы очень похожими на плохо обожженный кирпич» (Ю. А. Кузнецов и др., 1971, с. 66). Эти черты очень хорошо сохраняются как по простиранию отдельных даек, целых участков, так и по простиранию всей полосы от оз. Буланкуль на юге до оз. Берчикуль на севере. Именно этот облик пород, это внешнее сходство и состав позволили объединить весь комплекс под одним названием — плагиопорфиры, хотя изучение (шлифы, химанализы) показало значительные вариации в составе, особенно в структурных и текстурных особенностях этих пород. И, безусловно, среди них встречаются и ортофиры, и сиенит-порфиры, но не столь уж и часто.

Этот комплекс даек плагиопорфиров играет большую роль не только в геологическом строении восточного склона Кузнецкого Алатау. Дайки эти широко развиты и в других районах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. В частности, как упоминалось уже, очень большое количество даек (и других тел) плагиопорфиров наблюдается в северо-западной части Восточного Саяна, широко развиты они в правобережье Енисея на Кизыр-Казырском выступе (Лучицкий, 1960), в Сыдо-Ербинской впадине, в Туве (Крыленко, 1966) и южнее — в Монголии (Лувсан-Данзан, 1966). Подробная же характеристика этого комплекса будет дана на примере плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау, так как именно по этому району собран наиболее обширный и подробный материал.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КОМПЛЕКСА ПЛАГИОПОРФИРОВ

На восточном склоне Кузнецкого Алатау вдоль западного обрамления Минусинских впадин дайки плагиопорфиров образуют, как оказалось, широкую полосу северо-западного простирания, которая с перерывом протягивается на сотни километров (рис. 25). В пределах этой полосы дайки размещаются очень неравномерно: на некоторых участках даек насчитывается сотни на площади в несколько квадратных километров, тогда как в других — это единичные редкие дайки. При этом нужно заметить, что далеко в глубь Кузнецкого Алатау дайки плагиопорфиров не прослеживаются. В этом мы убедились при изучении гранитоидов огромного Тигертышского плутона в осевой гольцовой части Кузнецкого Алатау. Это подтвердилось и специальными маршрутами вдоль дороги Копьево — Главстан — Рудник, идущей от западной окраины Северо-Минусинской впадины в глубь Кузнецкого Алатау. Вблизи обрамления Северо-Минусинской впадины в районе пос. Сарала (по рекам Сарала, Сабула) дайки, залегающие в гранитоидах, наблюдаются в большом количестве (см. рис. 36), встречаются

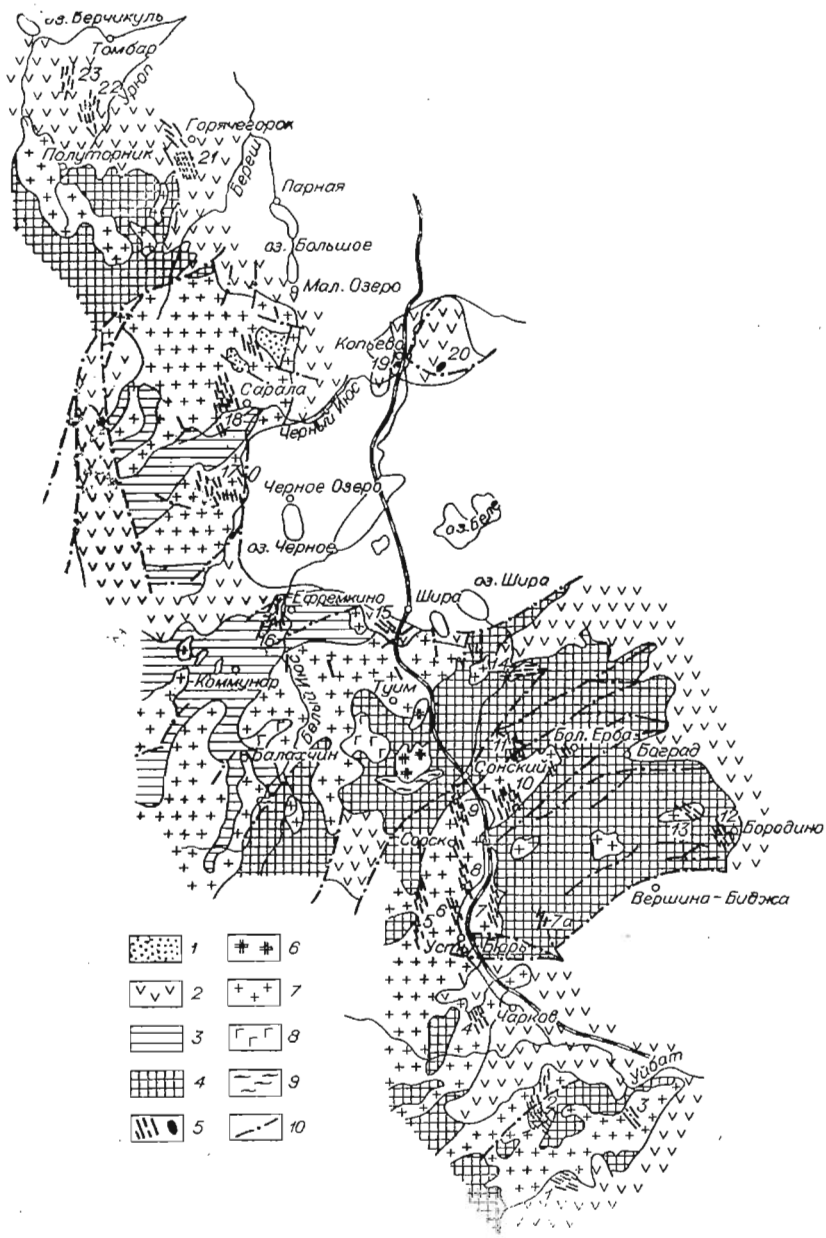


Рис. 25. Размещение дайкового комплекса плагиопорфиров в структурах восточного склона Кузнецкого Алатау.

1 — девонские прогибы, выполненные преимущественно эффузивными образованиями нижнего девона (быскарская серия); *2* — девонские прогибы, выполненные преимущественно осадочными образованиями (D_2); *3* — раннепалеозойские внутригеосинклинальные прогибы с широко развитыми вулканогенными формациями (спилит-диабазовой, спилит-кератофировой, андезит-базальтовой); *4* — внутригеосинклинальные поднятия с карбонатно-терригенным типом разреза кембрийских и позднепротерозойских отложений; *5* — участки развития даек и штоков плагиопорфиров (на схеме они изображены вне масштабно); *6* — массивы сиенитов Туимо-Карышского водораздела (раннедевонская формация гранитов и сиенитов); *7* — раннепалеозойская формация гранитоидных батолитов «пестрого» состава Кузнецкого Алатау; *8* — раннепалеозойские массивы «догранитных» габбро (габбро-сиенитовая формация и др., массивы: Когтахский, Изыхский и др.); *9* — раннепалеозойская габбро-диорит-диабазовая формация (бюйский комплекс); *10* — разломы. Цифры на схеме обозначают поля наибольшего развития даек плагиопорфиров: *1* — левобережье рч. Мал. Сыр; *2* — район оз. Буланкуль; *3* — район плутона Саксырского; *4* — водораздел рр. Бейка и Тибек; *5* — верховье рч. Кискачи; *6* — правобережье р. Бюрь выше пос. Усть-Бюрь; *7* — Тинский лог (лог Халырой) в районе ст. Ербинская; *7а* — район ербинских конгломератов; *8* — лог Ольгинский в районе ст. Ербинская; *9* — верховье руч. Поперечного в районе ст. Сон; *10* — район оз. Бол. Дикого (гора Чащевитая); *11* — гора Вулканическая в районе пос. Цветногорска; *12* — район с. Бородино; *13* — Волчий лог (район фермы Ворошилово); *14* — гора Красная (район дер. Сои); *15* — район ст. Шира; *16* — руч. Курук-Жул (район дер. Ефремкино); *17* — руч. Чесноков — рч. Сух. Сабула; *18* — р. Сабула (район пос. Сарала); *19* — район дер. Кагаево (ст. Копьево); *20* — гора Вознесенская; *21* — район пос. Горячегорска; *22* — район дер. Солдаткино; *23* — район дер. Ир.

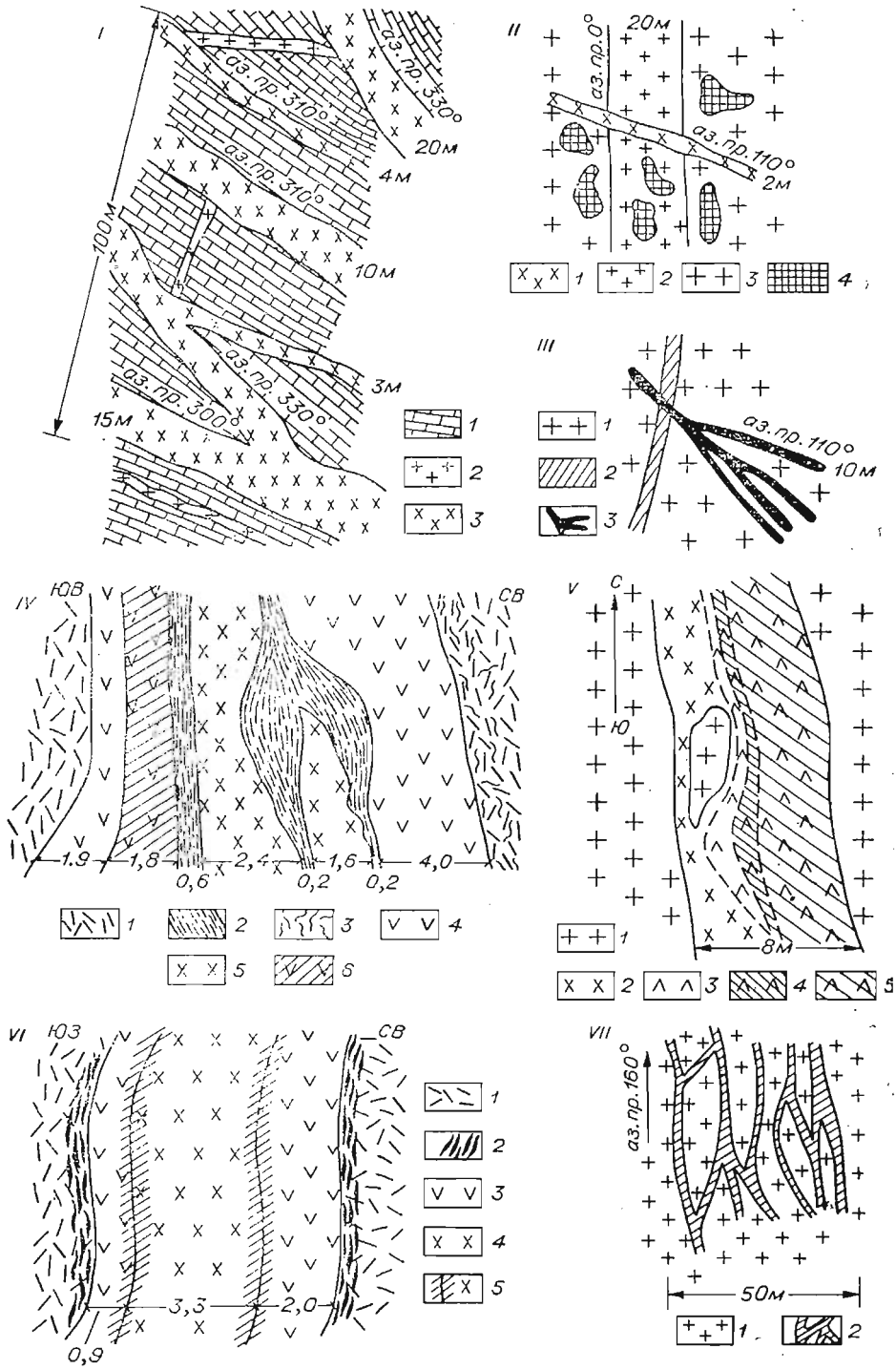
они и в пределах девонской Саралинской грабен-синклинали. В глубь же Кузнецкого Алатау, в районе пос. Главстан, Саралинского рудника, в районе оз. Ивановского, на горе Арарат и в других участках этой части Кузнецкого Алатау дайки плагиопорфиров не были встречены. Если же они и встречаются в центральной части Кузнецкого Алатау, то опять-таки в пределах девонских грабенов, выполненных вулканогенными образованиями. Примером тому может служить Талановский грабен на юге Мартайги. Этот факт, наряду с присутствием плагиопорфиров непосредственно в полях вулканогенного девона, говорит определенно о связи даек плагиопорфиров (которые явились подводящими каналами) с нижнедевонской вулканогенной серией Минусы, что в свое время отметил И. В. Лучицкий (1960). Кроме того, тела плагиопорфиров (в возрастном отношении) не выходят за пределы раннедевонской вулканогенной серии; плагиопорфиры во многих точках наблюдаются в виде галек и валунов в конгломератах уже в основании среднего девона. Такие точки мы также наблюдали неоднократно. Преобладание же дайковых форм проявления плагиопорфиров подчеркивает и преобладание трещинного характера излияний этого вулканизма. Об этом, впрочем очень давно, писал А. Н. Чураков: «Замечательно, что этот вулканический цикл в Кузнецком Алатау не оставил нам никаких следов вулканических аппаратов центрального типа, так как это были исключительно трещинные излияния. Подводящие каналы в виде прекрасно отпрепарированных даек, преимущественно северо-западного простирания, можно наблюдать и сейчас во многих местах Алатау» (Чураков, 1932, с. 49).

На геологической схеме (см. рис. 25) видно, что в своем размещении дайки не подчиняются кузнецкоалатауским структурам, хотя простирание полосы развития даек близко к простиранию главного Кузнецко-Алатауского разлома. Дайки развиты как в пределах раннепалеозойских внутригеосинклинальных прогибов с широко развитыми вулканогенными формациями, так и в пределах раннепалеозойских внутригеосинклинальных поднятий с карбонатно-терригенным типом разреза. Поэтому точнее будет говорить, что дайки в своем размещении не контролируются пликативными структурами или даже крупными структурными элементами, такими как внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, но они все же унаследуют некоторые черты трещинной тектоники Кузнецкого Алатау.

В пределах этих древних структур плагиопорфиры проявлены исключительно в дайковой форме. Дайки имеют обычно простое строение, выдержаны по мощности и по составу. Мощность даек меняется от 1—2 до 20—30 м, а иногда достигает 100 м. Например, дайку плагиопорфиров мощностью около 100 м наблюдали в раннепалеозойских эффузивно-сланцевых отложениях в районе ст. Ербинская. О дайке сиенит-порфиров мощностью 100 м в районе Берикуля упоминает В. К. Монич (1937). Дайки мощностью 30 м мы наблюдали в районе оз. Буланкуль, в районе горы Чащевитой и других местах. Преобладающий азимут простирания даек равен 150—170° (в большинстве случаев 160°), хотя отклонения от этого направления существуют как для отдельных даек, так и для целых участков.

Падение даек по большинству замеров крутое (60—85°) на запад или юго-запад. Сложные дайки хотя и встречаются, но реже, чем ветвящиеся в зигзагообразные (рис. 26). В пределах древних структур можно указать, пожалуй, две точки, где плагиопорфиры слагают тела неправильной формы. Это штокообразное тело в районе ст. Ербинской (см. рис. 31) и линзообразное трещинное тело в районе горы Чащевитой. Другое дело — в собственно вулканогенных полях девона. Там

плагиопорфиры проявлены как в виде даек (левобережье р. Мал. Сыр, район ст. Шира, руч. Курук-Жул, район Горячегорска, дер. Солдаткино и др.), так и в виде небольших штоков (р. Мал. Сыр, ст. Шира, гора Вознесенская, дер. Кагаево), пластовых залежей и покровов



(район фермы Палиндейки, руч. Курук-Жул, Саралинский грабен и др.). На многообразие форм проявления интрузивных тел плагиопорфиров указывал И. В. Лучицкий (1960).

В раннепалеозойских структурах дайки плагиопорфиров размещаются, главным образом, в пределах плутонов раннепалеозойской гранитоидной формации. Значительно реже дайки выходят во вмещающие кембрийские толщи. А во вмещающих толщах они чаще наблюдаются в эффузивно-сланцевых и эффузивных образованиях, нежели в карбонатных. Так, в эффузивно-сланцевых толщах дайки плагиопорфиров наблюдались в районе ст. Ербинской (район «ербинских конгломератов»), в районе Цветногорска (см. рис. 25). Выход даек плагиопорфиров в карбонатные породы можно наблюдать в районе оз. Буланкуль, на водоразделе рек Тибек — Бейка, но и в этих случаях дайки не уходят далеко от контактов с интрузией. Нужно сказать, что и в пределах гранитоидных плутонов дайки размещаются очень неравномерно. Так, большое количество даек можно наблюдать в пределах Сырской интрузии в районе оз. Буланкуль. Особенно много даек в северо-восточной части Уйбатского, в пределах некоторых участков Саралинского плутонов (см. рис. 25). Напротив, в гранитоидах Туимо-Кагышского района, Белоиюсского плутона, как, впрочем, и в некоторых участках Саралинского плутона, встречаются лишь единичные дайки плагиопорфиров. Точно так же редки дайки плагиопорфиров на площади Саксырского гранитного плутона, тогда как несколько западнее в пределах уже упоминавшейся Сырской интрузии их можно насчитать сотни. Анализ площадного размещения даек плагиопорфиров показывает, что они в своем распространении приурочиваются к тем плутонам (или их частям), в которых наиболее развиты субщелочные или щелочные породы. Так, например, в Сырской интрузии (район оз. Буланкуль), где наблюдаются многочисленные дайки плагиопорфиров, преобладают сиенито-диориты, сиениты, здесь же известны нефелиновые и нефелинсодержащие породы. В северо-восточной части Уйбатского плутона также широко развиты граносиениты, сиениты, в том числе и нефелиновые (Тырдановский участок). Неравномерно распространены дайки и в пределах собственно вулканогенной серии девона. Так, в левобережье р. Мал. Сыр (рис. 25, участок 1) дайки плагиопорфиров хотя и наблюдаются, но они не столь уж и часты, редки они и в районе ст. Шира (участок 15), почти не встречаются в Ниня-Камыштинском районе, зато огромное количество их в районе пос. Горячегорска (участок 21), дер. Солдаткино (участок 22). Изучавший интрузивные образования района Горячегорска В. Г. Михалев (1962) писал, что количество дайковых тел местами так велико, что перемежаемость их с вмещающими породами в плане и вертикальном разрезе порой напо-

---

Рис. 26. Форма проявления даек плагиопорфиров и альбитизированных диабазов (зарисовки обнажений).

I. *1* — карбонатные породы; *2* — аплиты; *3* — ветвящиеся дайки плагиопорфиров. II. *1* — дайка плагиопорфиров; *2* — дайка аплитов; *3* — сиенито-диориты Сырской интрузии; *4* — «скиалиты» микродиоритов. III. *1* — сиенито-диориты Сырской интрузии; *2* — дайка пегматоидных сиенитов; *3* — ветвящаяся дайка плагиопорфиров. IV. *1* — эффузивы быскарской серии девона; *2* — рассланцованные эффузивы; *3* — зонка дробления в эффузивах с зеркалами скольжения; *4, 5, 6* — сложная дайка: *4* — диабазы, *5* — плагиопорфиры, *6* — альбитизированные диабазы. V. *1* — кварцевые сиениты Уйбатского плутона; *2* — плагиопорфир; *3* — неизмененные лабрадоровые порфириты; *4* — альбитизированные лабрадоровые порфириты; *5* — слабоальбитизированные лабрадоровые порфириты. VI. *1* — эффузивы быскарской серии девона; *2* — зонки дробления и рассланцевания в эффузивах на контакте с дайкой; *3* — диабаз; *4* — плагиопорфир; *5* — зонки альбитизаций диабазов. VII. *1* — кварцевые сиениты Уйбатского плутона; *2* — ветвящиеся дайки плагиопорфиров.

минает слоистость, ибо подавляющее большинство даек имеют одинаковую ориентировку — юго-восточное простриание (около 150°) и юго-западное падение под углами 60—80°.

В тех участках, о которых говорилось выше, дайки плагиопорфиров постоянно сопровождаются дайками диабазов, диабазовых и лабрадоровых порфиритов. В северо-западной части региона появляются и дайки фонолитов, тингуаитов, тералитовых порфиров и берешитов, да и среди плагиопорфиров преобладают нефелиновые и нефелинсодержащие разности. Все они простираются одинаково, и если меняется направление даек плагиопорфиров, то точно так же меняется оно и у даек диабазов, лабрадоровых порфиритов и др., т. е. все они приурочены к одной системе трещин и протягиваются параллельно. И очень редко удавалось наблюдать, как дайки плагиопорфиров пересекают и рвут диабазовые дайки. Другими словами, в этой серии дайковых пород плагиопорфиры являются наиболее поздними. Иногда (например, в районе оз. Буланкуль, на горе Чащевитой) наблюдались сложные дайки, прикровельная часть которых сложена типичнейшими кирпично-красными плагиопорфирами, а в нижней припочвенной отмечаются диабазовые или лабрадоровые порфириты. Среди дайковых пород очень часто наблюдаются разности, которые макроскопически трудно определить: они сходны как с плагиопорфирами (кирпично-красная окраска), так и с лабрадоровыми порфиритами (форма, облик и распределение вкрапленников плагиоклаза), т. е. занимают как бы промежуточное положение. Позже выяснилось, что такие породы представляют из себя альбитизированные лабрадоровые порфириты. То же самое можно сказать и о диабазах: альбитизированные диабазовые дайки, которые внешне выглядят как плагиопорфиры, встречаются очень часто, но только в пределах гранитоидных плутонов, т. е. в тех частях, где вскрываются наиболее глубокие части даек. В пределах же вулканогенных толщ девона ничего подобного наблюдать не приходилось.

В конце обзора необходимо остановиться на возрасте даек плагиопорфиров. Большинство предыдущих исследователей считает, что возраст всех даек плагиопорфиров (сиенит-порфиров, ортофиров и др.), в том числе и даек, залегающих в полях раннепалеозойских гранитоидов, раннедевонский. Нами специально изучался состав галек интрузивных пород из конгломератов в основании нижнедевонской вулканогенной серии. В районе пос. Главстан в основании девонской вулканогенной толщи Саралинского грабена (Главстан-Юзикская грабен-синклиналь) была собрана многочисленная галька гранитов, но ни в одном случае не была встречена галька плагиопорфиров. А следует сказать, что в этом же районе по рекам Сарале, Сабуле, Юзеку дайки красных плагиопорфиров, микросиенит-порфиров, красных альбитизированных диабазов секут раннепалеозойские гранитоиды, которые и обнаруживаются среди галек в упомянутом выше конгломерате. Не были успешными и поиски гальки плагиопорфиров в базальных конгломератах девонской вулканогенной серии Минусы в районе дер. Ефремкино, хотя галька гранитов и здесь была обильной. Эти факты, наряду с изложенными ниже, позволяют исключить додевонский возраст даек плагиопорфиров (сиенит-порфиров, ортофиров), широко развитых в полях раннепалеозойских гранитоидов.

И. В. Лучицкий (1960), говоря о возрасте плагиопорфиров и связях их с раннедевонской вулканогенной серией Минусы, приводил в качестве примера обнажения на левом берегу р. Черный Июс в юго-западной части Копьевского антиклинального поднятия. «Эти обнажения, расположенные в 0,5—1,0 км от дер. Кагаево, вскрывают неболь-

шой шток весьма типичных розовых плагиопорфиров, а далее вниз по течению реки — выходы конгломератов кокоревской свиты, содержащих обильные гальки и угловатые обломки плагиопорфиров такого же характера, как и наблюдаемые в штоке. Таким образом, по времени образования плагиопорфиры существенно не отличаются от других пород вулканогенной серии» (с. 101). Возраст же кокоревской свиты считается среднедевонским. Учитывая это, мы также посетили указанные обнажения. Шток плагиопорфиров, имеющий в поперечнике в пределах обнаженной части около 300 м, прорывает лабрадоровые порфириты, которые вниз по течению через 250 м сменяются лиловоцветными порфиритами и туфоконгломератами. Последние перекрываются известняками, известковистыми конгломератами, красноцветными песчаниками, в которых и содержится прослой конгломерата с обильной галькой кирпично-красных плагиопорфиров, среди которых есть и аналогичные плагиопорфирам из вышеуказанного штока.

Не менее интересный участок изучался нами в 5 км юго-западнее ст. Шира. Здесь нижнедевонские лиловоцветные эффузивы с горизонтами и линзами туфов и туфолав ложатся на размытую поверхность раннепалеозойских гранитоидов улень-туимского комплекса (см. рис. 34). Эффузивы эти прорваны дайками диабазов и дайками красных кварцевых микросиенит-порфиров, а также небольшим штоком кирпично-красных кварцевых сиенит-порфиров. В свою очередь, эффу-

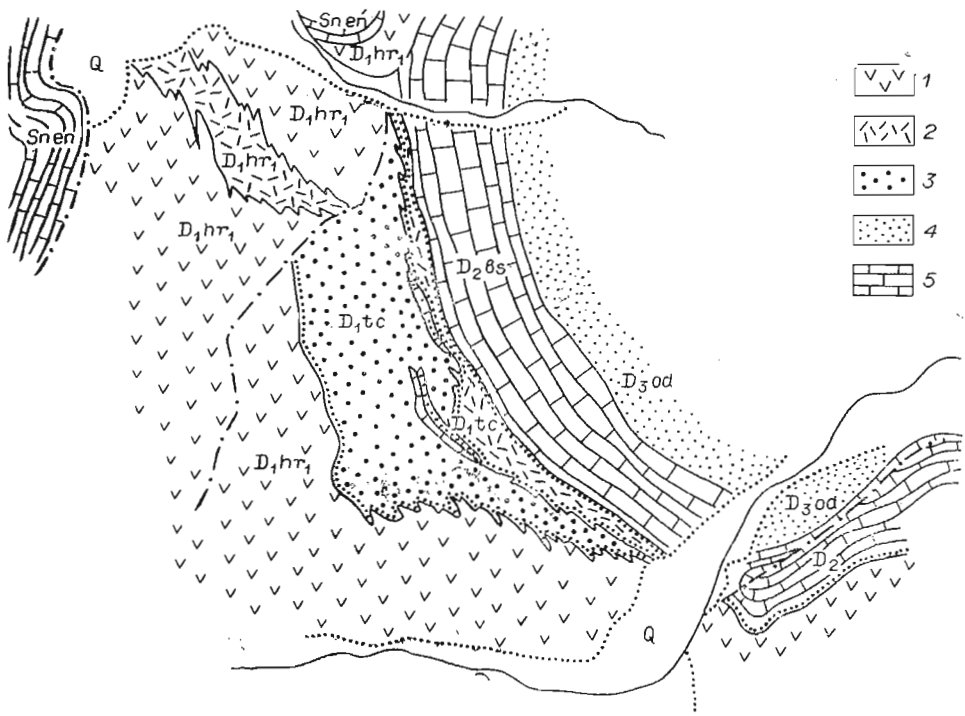


Рис. 27. Схематическая карта междуречья Бейки и Нини. Составили В. И. Краснов и Л. С. Ратанов (1968).

1 — эффузивы среднего и основного состава (нижний девон, нижнехараджульская свита); *2* — кислые эффузивы (нижний девон, толочковская свита); *3* — конгломераты (нижний девон, толочковская свита); *4* — известняки (средний девон, бейская свита); *5* — песчаники (верхний девон, айдановская свита).

зивы и шток перекрываются сероцветной осадочной девонской же свитой (шунетская? свита).

Нигде в пределах этой осадочной свиты упомянутые дайки не встречались. Напротив, в конгломератах в основании этой свиты наблюдаются многочисленные гальки плагиопорфиров, которые резко выделяются на фоне сероцветной породы своей ярко-красной окраской. Изучение в шлифах под микроскопом этих галек показало, что среди них есть галька типичнейших плагиопорфиров, в том числе и галька кварцевых микросиенит-порфиров, которые здесь же слагают шток и дайки в нижележащей эффузивной толще.

По указанию Л. С. Ратанова мы посетили участок в левобережье р. Ниня, который также интересен для выяснения возрастного положения плагиопорфиров. У Л. С. Ратанова (1967) этот участок входит в так называемый «Ниня-Камыштинский вулканический центр». Геологическое строение этого центра он представляет в следующем виде (рис. 27). В основании девонского разреза залегает эффузивно-пирокластическая толща, сложенная в основном базальтовыми, лабрадоровыми и трахиандезитовыми порфиритами с небольшим количеством плагиопорфиров. Вероятно, стратиграфически выше, может быть частично замещая ее по простиранию, залегает толща существенно трахиандезит-плагиопорфирового состава. Выше этой толщи с конгломератами в основании лежит пачка с флорой раннедевонского комплекса (аналог шунетской свиты) (Ратанов, 1967). К этому можно добавить, что нами наблюдались редкие дайки диабазов и красновато-бурых плагиопорфиров, рвущие эффузивную толщу, а в упомянутых конгломератах собрана галька плагиопорфиров, аналогичных породам как в эффузивных покровах, так и в плагиопорфировых дайках.

И наконец, укажем еще на конгломераты в одном из логов в левом борту р. Уйбат, там, где она пересекает самую северо-восточную оконечность вскрытой части Саксырского гранитоидного плутона. Конгломераты эти перекрывают эффузивную (D_I) толщу и датируются как раннесреднедевонские (D_{1-2}). В конгломератах содержится галька и даже валуны саксырских гранитов и кирпично-красных плагиопорфиров. С другой стороны, дайки плагиопорфиров, секущие граниты, в пределах Саксырского плутона наблюдались неоднократно.

Таким образом, возрастная позиция даек плагиопорфиров (сиенит-порфиров, ортофиров), равно как и даек диабазов и лабрадоровых порфиритов, определяется тем, что они прорывают раннедевонские вулканогенные образования, и породы эти содержатся в виде галек и обломков уже в самых низах среднедевонских осадочных образований. В осадочно-карбонатных отложениях среднего девона дайки плагиопорфиров нами не встречались. Один пример соотношения даек плагиопорфиров и осадочных девонских пород уже приводился выше (район ст. Шира, рис. 34). В качестве примера можно привести еще разрезы в районе пос. Сарала (см. рис. 36). Здесь, севернее пос. Сарала, в левом борту р. Сабула, раннепалеозойские гранитоиды Саралинского плутона перекрываются мощной толщей известняков, которые, по данным Г. М. Еханина, относятся к бейской свите среднего девона. В этих карбонатных отложениях ни дайки плагиопорфиров, ни другие дайки не наблюдаются, тогда как в правом борту р. Сабула, где этот карбонатный чехол отсутствует, в гранитах залегают многочисленные дайки плагиопорфиров, диабазов, альбитизированных диабазов.

Не вызывает сомнений и связь даек плагиопорфиров с девонской вулканогенной серией, тем более что среди эффузивов нижнего девона широко развиты покровы и пластовые залежи плагиопорфиров.

Что касается соотношения дайкового комплекса плагиопорфиров

с девонскими гранит-сиенитовыми интрузиями, то на восточном склоне Кузнецкого Алатау этот вопрос решается вполне конкретно: дайки плагиопорфиров и микросиенит-порфиров прорывают гранитный массив горы Красной и сиениты Туимо-Карышского водораздела. Многочисленные дайки сиенит-порфиров секут также нефелиносиенитовые породы горы Горячей на северо-востоке Кузнецкого Алатау. Аналогичные наблюдения получены и для северо-западной части Восточного Саяна. Там дайки кирпично-красных плагиопорфиров секут граносиениты Шумихинского массива, что можно наблюдать в великолепных искусственных обнажениях вблизи плотины Красноярской ГЭС.

Собранные материалы по дайковым породам Кузнецкого Алатау (особенно восточного склона) и Восточного Саяна позволяют думать, что все дайки, о которых шла речь выше, представляют единый комплекс субвулканических интрузий, проявленных главным образом в форме даек, генетически связанных с раннедевонской вулканогенной серией Минусинского межгорного прогиба. Это относится в равной мере как к дайкам, размещенным в полях вулканогенного девона, так и к дайкам, развитым в полях раннепалеозойских гранитоидов. С последними, видимо, связаны лишь дайки аплитов, аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, которые относятся к категории отщепленных даек.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ПЛАГИОПОРФИРОВ

Район оз. Буланкуль (см. рис. 25, участок 2). Здесь дайковые породы развиты исключительно широко. Преобладают плагиопорфиры — ярко окрашенные кирпично-красные породы. Только одних даек плагиопорфиров мы насчитали на этом небольшом (примерно 3×6 км) участке около восьмидесяти (рис. 28). Кроме того, наблюдается масса даек гранит-аплитов, сиенит-аплитов, диабазов и лабрадоровых порфиритов. Из этих даек, безусловно, генетически связаны с Сырской додевонской интрузией (т. е. являются породами отщепленными) лишь дайки аплитов, гранит-аплитов, сиенит-аплитов и сиенитов. К такому выводу мы приходим на основании того, что вулканогенные толщи девона, которые вскрываются к северу и югу от оз. Буланкуль, нигде не прорываются этими дайками, тогда как дайки плагиопорфиров, лабрадоровых порфиритов, диабазов и диабазовых порфиритов рвут эффузивно-осадочные образования нижнего девона. Это можно наблюдать на участке к югу от оз. Буланкуль в левом борту р. Мал. Сыр. К северу же от оз. Буланкуль в основании нижнедевонской вулканогенной серии залегает покров лабрадоровых порфиритов, аналогичных тем, что встречаются в виде даек южнее, в районе озера на площади развития сырских гранитоидов. Кстати, покров лабрадоровых порфиритов, о которых идет речь, залегает совершенно отчетливо на выветрелой поверхности лейкократовых гранитов Сырской интрузии (левый борт р. Ужунжул).

Дайки плагиопорфиров слагают в районе оз. Буланкуль полосу, азимут простирания которой меняется от 110° в южной и юго-восточной частях этого участка до 170—180° в северо-западной части и даже до 190—205° по мере приближения к девонской вулканогенной толще (см. рис. 28). Правда, довольно часто приходится наблюдать зигзагообразное изгибание даек. Так, на юго-западных отрогах горы Пистаг, что к северу от озера, была встречена дайка, азимут простирания которой менялся от 110 до 170—180°. Длина участков с простиранием 170—180° равнялась 30—50 м, но общее направление простирания сохранялось равным 110°. Падение даек крутое, северо-восточное. Дайки эти проры-

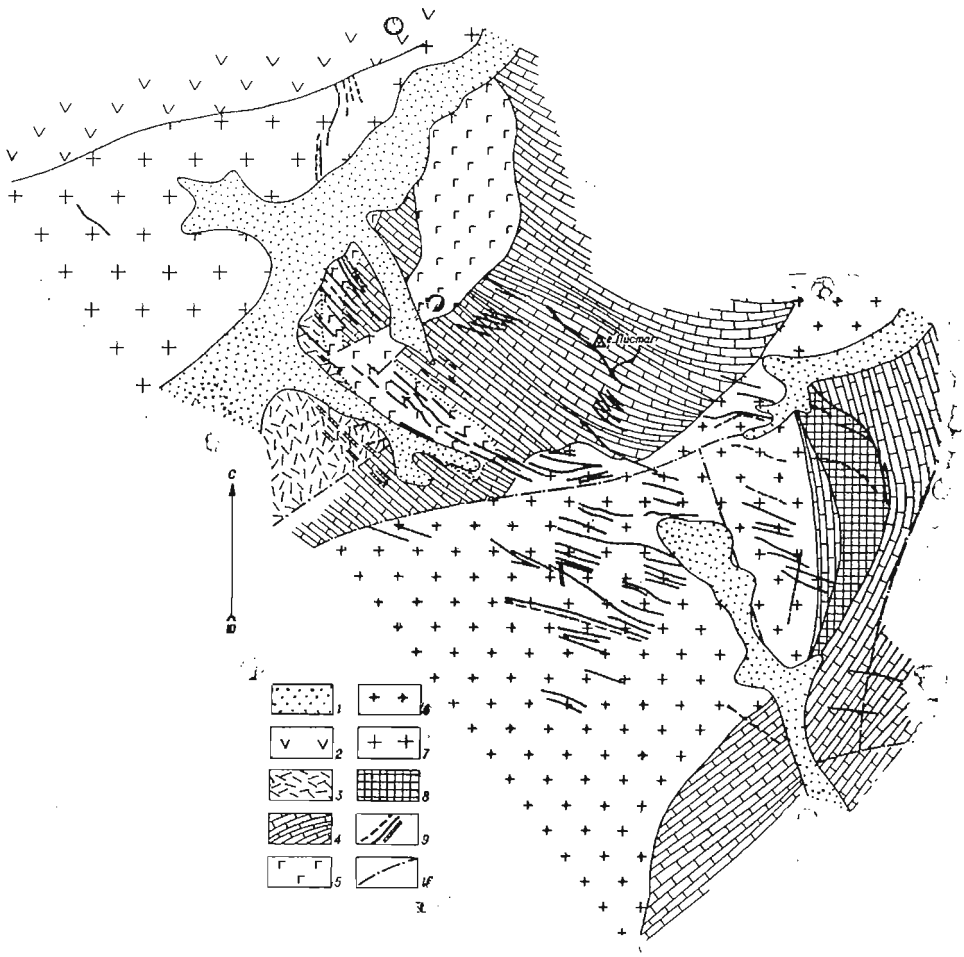


Рис. 28. Схема размещения даек плагиопорфиров в районе оз. Буланкуль.

1 — четвертичные отложения; *2* — средние и основные вулканогенные образования нижнего девона; *3* — средние и основные эффузивы кембрия; *4* — карбонатные толщи нижнего кембрия; *5* — массивы и поля развития раннепалеозойских (догранитных) габбро, диоритизированных габбро, диоритов (Ужунжульский массив и др.); *6* — сиенито-диориты, граносиениты раннепалеозойской Сырской интрузии; *7* — граниты Сырской интрузии; *8* — нефелиновые и нефелинсодержащие породы Сырской интрузии (Буланкульский участок); *9* — дайки плагиопорфиров и альбитизированных диабазов (сплошная линия), диабазовых и лабрадоровых порфиритов (пунктирная линия), аплитов, сиенитов (двойная линия); *10* — дизъюнктивные нарушения.

вают сиениты, граносиениты, сиенито-диориты Сырской интрузии, нефелиновые сиениты и другие нефелинсодержащие породы Буланкульского участка, а также габбро, диоритизированные габбро и диориты Ужунжульского массива, описанного В. Н. Довгалем (1968). Рвут они и вмещающие кембрийские карбонатные и эффузивные породы. Наблюдаются, однако, дайки в этих вмещающих толщах значительно реже, приурочиваясь главным образом к контакту карбонатных пород с Сырской интрузией. Что касается соотношения даек плагиопорфиров с дайками лабрадоровых и диабазовых порфиритов, то в районе озера мы наблюдали несколько случаев, когда дайки лабрадоровых порфиритов протягиваются параллельно дайкам плагиопорфиров, не пересекаясь с последними. На водоразделе между озером и Пещерным логом, а также на спуске в долину рч. Ужунжул наблюдаются многочисленные дайки лабрадоровых порфиритов, которые простираются так же, как и дайки пла-

гиопорфиров. Более того, в нескольких случаях наблюдались сложные дайки, почва которых слагается лабрадоровыми порфиритами, а кровля — кирпично-красными плагиопорфирами. Вместе с тем на дороге, ведущей от оз. Буланкуль к пос. Ужунжул, наблюдался обрывок дайки лабрадоровых порфиритов, зажатый между двумя параллельными дайками плагиопорфиров. В пределах Саксырского гранитоидного плутона (это к востоку от оз. Буланкуль) неоднократно наблюдалось, как дайки кирпично-красных плагиопорфиров пересекают диабазовые дайки. Из всего этого мы заключили, что среди дайковых пород плагиопорфиры являются самыми поздними.

Мощность даек плагиопорфиров меняется от 1,5—2 м до 20—25 м. Правда, чаще всего определить мощность бывает невозможно. Хотя дайки очень хорошо выделяются в рельефе, слагая хребетики, но они дают такие мощные развалы, что кирпично-красные обломки обычно закрывают большие участки и определить мощность даек бывает трудно. Достоверная нормальная мощность дайки в 11 м, например, была зафиксирована в канаве на юго-западном отроге горы Пистаг. По простиранию ряд даек были прослежены до одного километра, чаще всего удается проследить их на 300—400 м. Мощность даек хорошо выдерживается по простиранию, чаще всего это простые дайки, реже наблюдаются ветвящиеся дайки и сложные (см. рис. 26). В некоторых дайках хорошо проявлена плитчатая отдельность, совпадающая с простиранием и падением дайки.

Хотя описываемые дайки в районе оз. Буланкуль и выглядят макроскопически однообразными, в шлифах все же удается выделить группу плагиопорфиров, с одной стороны, и альбитизированные лабрадоровые порфириты и диабазы — с другой. Да и среди собственно плагиопорфиров изредка встречаются разности, которые по структурным особенностям и составу можно именовать ортофирами и сиенит-порфирами.

Плагиопорфиры — порфировые породы, состоящие преимущественно из полевого шпата. Вкрапленники всегда представлены плагиоклазом, альбитизированным в разной степени. В зависимости от этого он выглядит красным, если вкрапленники полностью альбитизированы, или пятнистым, если альбитизирован частично. Но чаще всего вкрапленники бывают альбитизированными с краев, тогда оторочка выглядит красной, а ядро серым, серицитизированным, мутным, двойниковая структура едва просвечивает, и замеры на столике Федорова всегда затруднены. Плагиоклаз отвечает альбиту и андезину, видимо, есть также вкрапленники альбит-олигоклаза и олигоклаза. В тех дайках, где вкрапленников много, они чаще всего образуют гломеропорфировые сростки, а структура пород очень часто при этом бывает сериально-порфировой.

Размеры вкрапленников меняются от 0,1×0,7 мм до 2,0×8,0 мм. Количество их самое разнообразное, в некоторых дайках встречаются один-два вкрапленника на шлиф, в других же — до 60%.

Основная масса плагиопорфиров сложена лейстами красного альбита, интерстиции между которыми заполнены преимущественно хлоритом, рудной сыпью, карбонатом, эпидотом. Структура основной массы чаще всего бывает микролитовой, пилотакситовой, реже наблюдается собственно трахитовая. Лейсты альбита иногда группируются в виде сферолитов, но настоящей сферолитовой структуры наблюдать не приходилось. Размеры лейст красного альбита в разных дайках самые разные (от 0,03×0,1 до 0,1×0,5 мм). Неодинакова и интенсивность окраски: в одних дайках это темные красно-бурые полевые шпаты, в других — слегка розовые. Разная интенсивность окраски нередко наблюдается даже в пределах одной дайки. Так, в точке КР-30 в кровле дайка плагиопорфиров красно-бурая, тогда как центральная часть и почва дайки

менее интенсивно окрашена. Отличие в минеральном составе сводится к тому, что в кровле почти нет рудного минерала в основной массе, темноцветный минерал представлен хлоритом, а в центральной части дайки рудная вкрапленность обильна, значительно больше кварца. Шпаты окрашены в красный цвет тонкораспыленным гематитом. Химические анализы мономинеральных фракций красного полевого шпата показали содержание Fe_2O_3 от 0,89 до 1,87%. По наблюдениям в многочисленных шлифах выявляется, что в наиболее интенсивно окрашенных образцах уменьшается количество магнетитовых вкраплений в основной массе. К этому нужно добавить, что в плагиопорфирах вообще, а особенно в разностях с интенсивно окрашенным в красный цвет альбитом, никогда не встречаются неизменные темноцветные минералы: мафический минерал всегда представлен хлоритом. Иногда отчетливо видно, что часть его образовалась по биотиту, так как обесцвеченные и разложенные чешуйки последнего иногда удается наблюдать. Эти факты свидетельствуют о том, что темноцветные и рудные минералы могли быть источником окисного железа, перераспределение которого и отложение в виде тонковкрапленного гематита в полевых шпатах при альбитизации последних могло иметь место. На возможность заимствования железа из мафических силикатов, подвергающихся хлоритизации, и перенос его в полевые шпаты указывает Бун Гари (G. M. Boone, 1969). К такому выводу он пришел после всестороннего изучения красных полевых шпатов в гипабиссальной интрузии гранит-порфиров на полуострове Гаскэ. Вместе с тем возможно, что Fe^{+3} входило в тетраэдрическую упаковку полевого шпата при первоначально высокой температуре, но с понижением температуры Fe^{+3} переходит из структуры полевого шпата в форму гематита, который отлагается в виде механической примеси (Neuman and Christie, 1962; Ernst, 1960; Coombs, 1954). В. А. Злобин (1970) полагает, что наиболее вероятной причиной возникновения покраснений является удаление CO_2 из поровых растворов в трещинные структуры или в открытые полости, при этом изменяются физико-химические условия поровых растворов, возникают окислы и гидроокислы Fe^{+3}, окрашивающие породы в красный цвет.

Анализы наиболее однородно окрашенных красных шпатов показали, что они представлены калийсодержащими альбитами: содержание анортитовой составляющей только в одном случае превысило 10% (табл. 23). По существу, состав наших полевых шпатов отвечает анортоклазу, они очень близки, например, анортоклазам Маккензи и Смита из фонолит-порфиров Вайоминга (Марфунин, 1962, табл. 18).

Таблица 23

Результаты химических анализов полевых шпатов из плагиопорфиров района оз. Буланкуль

№ пробы	Fe_2O_3	FeO	CaO	K_2O	Na_2O	Мол. %		
						Ab	Or	An
КР-5	1,42	0,59	1,67	3,04	6,94	62,3	18,0	8,3
КР-12	1,66	0,16	0,96	4,47	7,30	65,6	22,2	4,8
КР-16	1,83	0,12	0,72	3,04	8,00	72,0	18,0	3,6
КР-19	1,87	0,08	0,48	6,26	5,54	46,4	37,0	2,4
КР-55	1,59	Н. о.	1,19	4,22	7,06	63,2	25,0	5,9
КР-58	1,30	0,09	1,19	4,46	6,98	62,6	22,2	5,9
КР-786	0,93	0,32	2,39	3,30	5,99	54,0	19,5	11,9

Примечание. Аналитик Э. С. Гулецкая.

Попытка выявить калишпат в шлифах с помощью метода окрашивания кобальтинитритом натрия не дала положительных результатов. Окрашиванию были подвергнуты десятки шлифов, но ни в одном из них калиевый полевой шпат выявить не удалось.

Среди плагиопорфиров Буланкуля изредка встречаются кварцсодержащие разности и еще реже — кварцевые. Но всегда кварц наблюдается лишь в основной массе, вкрапленники кварца не встречались. Обычно он представлен мелкими (0,08—0,4 мм) зернами, которые бывают как ксеноморфными, так и изометричными.

В плагиопорфирах довольно часто присутствует апатит, наибольшее количество его наблюдается в наиболее красных разностях плагиопорфиров. Встречается апатит в виде удлиненных игольчатых кристалликов, призмочек и зерен без ограничений, размеры которых меняются от 0,08×0,3 до 1 мм, тогда он бывает соизмерим с лейстами плагиоклаза в основной массе. Наряду с отмеченными выше хлоритом, карбонатом, эпидотом в основной массе красных порфиров встречаются «землистые продукты», похожие на лейкоксен. Встречающиеся изредка разновидности, которые можно было бы назвать «ортофирами», по внешнему облику и составу не отличаются от типичных плагиопорфиров, но структура основной массы похожа на ортофировую: микролиты красного полевого шпата обладают изометричными формами, дающими в шлифе короткопрямоугольные и квадратные разрезы. По составу же этот шпат не отличается от других (см. ан. КР-12 в табл. 23), как, впрочем, не обнаруживает и особых отличий по химизму эта порода (см. ан. 31 в табл. 24) от прочих плагиопорфиров. Повышенная щелочность объясняется присутствием в породе неизмененного биотита. В одном случае (КР-19) была встречена порода, которую следовало бы назвать кварцевым микросиенит-порфиром. Это также кирпично-красная порода с таблитчатозернистой основной массой, отличающаяся тем, что среди вкрапленников наблюдаются калишпаты, которые также замещаются красным альбитом (пертиты замещения), да и количество кварца в основной массе достигает 10%. Анализ полевого шпата из этого образца показал повышенное содержание ортоклазовой составляющей (Or=37%, табл. 23). Несколько чаще встречаются плагиопорфиры, содержащие во вкрапленниках и основной массе пироксен, правда, в основной массе он обычно бывает хлоритизированным, в остальном же они ничем не отличаются от обычных плагиопорфиров.

Однако нужно сказать, что окраска, структура и в какой-то мере состав плагиопорфиров могут меняться в пределах одной дайки. Так, например, дайка КР-7 (мощность 11 м) в кровле отличается обилием вкрапленников плагиоклаза (не менее 50% объема), фенокристы крупные (1,2×4,8 мм), резко выраженная сериально-порфировая структура, наблюдаются единичные вкрапленники пироксена. Основная масса полнокристаллическая, микролитовая, промежутки между лейстами альбита заполнены хлоритом, рудным минералом, карбонатом. Карбоната много в виде прожилков по вкрапленникам плагиоклаза. Последний сильно серицитизирован, пелитизирован, альбитизирован (покраснение). В средней же части дайки значительно меньше вкрапленников плагиоклаза (около 25%), отсутствуют вкрапленники пироксена. Основная масса такая же микролитовая, но лейсты покрупнее, а самое главное — порода значительно краснее (темно-бурая). В почве дайки значительно реже встречаются вкрапленники плагиоклаза, они мельче (0,4×3,3 мм), сильней вытянуты, встречаются редкие фенокристы пироксена. В основной массе лейсты также вытянуты сильней, промежутки забиты хлоритом, карбонатом, рудным, так что структура скорее напоминает аподиабазовую. Рудной сыпи значительно больше, чем в кровле и центральной

части, но зато здесь порода меньше всего альбитизирована, менее интенсивно окрашена в красный цвет. При этом окраска неравномерная, пятнистая, точно так же неравномерно проявлена альбитизация.

Альбитизированные лабрадоровые порфириты и диабазы развиты очень широко в районе оз. Буланкуль. Макроскопически они выглядят зачастую так же, как и плагиопорфиры, и их можно различить только в шлифах. Но вместе с тем можно проследить все переходы от слабоизмененных, едва затронутых альбитизацией даек лабрадоровых порфиритов и диабазов, до кирпично-красных, интенсивно альбитизированных и внешне неотличимых от плагиопорфиров. Даже в одном образце нередко приходится наблюдать различную степень альбитизации. Часто наблюдаются красные или бурые пятна, прожилки, которые резко выделяются своей окраской на общем фоне серо-зеленой породы. Порода в таком случае приобретает такситовую текстуру. В шлифах же видно, что «прожилки» эти и пятна отличаются от основной массы породы лишь тем, что в них лейсты плагиоклаза подвержены альбитизации, следовательно, и покраснению, т. е. видно, что это не прожилки в полном смысле слова. В тех образцах, где наблюдаются такие альбитовые «прожилки», альбитизации подвергаются и основная масса породы вне этих «прожилков», и вкрапленники плагиоклаза. Последние в альбитизированных лабрадоровых порфиритах очень обильны, они почти всегда занимают до 50% объема породы, крупнее, чем в плагиопорфирах (до 20 мм), и представлены лабрадором № 50—58. Но чаще всего вкрапленники бывают полностью серицитизированными, забиты карбонатом, с краев альбитизированы. Часто наблюдается скаполитизация вкрапленников плагиоклаза. Кроме того, очень часто в этих породах присутствуют фенокристы моноклинного пироксена, но и он обычно хлоритизирован. Основная масса, которая чаще всего бывает аподиабазовой, состоит из альбитизированного (иногда целиком, иногда лишь каемки) плагиоклаза, хлоритизированного пироксена, рудной сыпи, хлорита, карбоната, эпидота, цоизита, серпентина. При этом чем сильней альбитизирована порода, тем она интенсивней окрашена в красно-бурые тона. Довольно часты миндалины, выполненные кальцитом, хлоритом и альбитом, таким же красным, как и в «прожилках» или в альбитизированной основной массе. В некоторых дайках удается наблюдать, что в кровле альбитизация проявлена интенсивней, чем в почве, соответственно в кровле дайка обладает красновато-бурой окраской, тогда как в почве она выглядит буровато-зеленой. Но во всех случаях альбитизации подвергается главным образом основная масса. Альбитизированные диабазы отличаются от только что описанных альбитизированных лабрадоровых порфиритов, пожалуй, только отсутствием вкрапленников плагиоклаза или меньшим их количеством.

Химические анализы (табл. 24) показали, что для плагиопорфиров этого района характерно самое низкое по сравнению с плагиопорфирами других районов содержание кремнезема и самая высокая основность (среднее значение $s=68{,}1$, а b меняется от 6,5 до 17,3). Поэтому на диаграмме щелочного модуля (см. рис. 39) точки буланкульских плагиопорфиров (1, 2, 30—38, 42) попадают в поле средних пород и только одна точка размещается в поле основных пород, и одна — в поле кислых. Но по значению щелочного модуля восемь точек из двенадцати попадают выше линии, разделяющей нормальные и щелочные породы, т. е. в поле щелочных пород. Точки 1, 33, 35 по значению щелочного модуля очень близки среднему трахиандезиту. А на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 38) точки 1, 33, 34 ложатся ближе всего к трахиту, тогда как точки 35, 36, 37 близки трахиандезиту. В буланкульских плагиопорфирах содержание натрия очень незначительно превышает содержание

Таблица 24

Химический состав плагиопорфиров района оз. Буланкуль

Окисел	1 (1)	2(2)	3(30)	4(31)	5(32)	6(33)	7(34)	8(35)	9(36)	10(37)	11(38)	12(42)
SiO_2	58,52	58,32	50,00	55,40	54,20	59,00	63,50	58,00	56,30	55,50	55,00	66,25
TiO_2	1,15	1,13	1,42	1,14	1,20	1,06	0,52	1,20	1,22	1,17	1,20	0,48
Al_2O_3	16,88	17,18	18,30	19,60	18,10	18,10	19,00	17,10	19,25	19,60	20,70	16,10
Fe_2O_3	4,71	4,42	4,82	3,67	5,31	3,56	2,23	3,78	5,13	4,35	4,60	1,64
FeO	2,08	1,08	3,52	1,98	1,66	2,38	1,64	2,72	1,61	1,94	1,62	1,87
MnO	0,14	0,14	0,11	0,11	0,11	0,09	0,07	0,16	0,11	0,10	0,10	0,07
MgO	0,83	1,59	3,80	2,20	3,70	2,10	0,87	3,00	2,40	2,45	3,30	1,47
CaO	2,09	2,09	5,55	4,03	3,77	2,05	1,22	2,45	2,07	2,50	2,02	3,00
Na_2O	5,40	7,24	4,92	5,64	5,70	6,18	4,92	4,60	5,52	5,64	6,15	4,64
K_2O	4,30	3,32	3,41	3,74	3,30	3,90	5,86	4,80	4,10	4,34	2,82	3,98
H_2O	0,52	0,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,36	0,31	—	—	—	—	0,01	—	0,01	0,01	0,01	—
П. п. п.	2,96	2,08	4,42	3,33	3,59	2,06	0,88	2,62	2,61	1,94	2,45	0,53
Сумма	99,94	99,60	100,27	100,84	100,64	100,48	100,71	100,43	100,32	99,53	99,96	100,03
a	19,0	20,4	16,7	18,7	17,9	19,5	18,9	17,4	18,4	19,3	17,6	15,8
c	2,1	1,2	4,6	4,4	3,6	2,5	1,4	3,0	2,5	3,1	2,4	2,7
b	8,2	10,0	17,3	10,0	14,0	9,0	8,6	11,3	12,9	11,6	16,3	6,5
s	70,7	68,4	61,4	66,9	64,5	68,9	71,1	68,3	66,1	65,9	63,6	74,9
f'	77,4	78,8	46,2	53,7	45,7	60,2	47,2	53,6	47,3	50,2	34,0	49,2
m'	17,4	5,5	39,3	39,0	46,0	39,7	16,8	45,7	31,9	36,8	34,2	37,7
c'	5,2	15,7	14,6	7,3	8,3	0,1	—	0,7	—	—	—	13,0
a'	—	—	—	—	—	—	35,9	—	20,7	12,9	31,7	—
n	66	77	67	70	72	71	56	59	67	67	77	64
Q	+0,6	−6,4	−15,2	−7,9	−10,2	+3,8	+2,8	+1,3	+7,1	+9,6	+10,6	+15,4
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	81,6	93,3	52,0	58,0	50,0	60,0	74,0	54,0	60,0	42,0	50,0	57,0
$\frac{100Na+K}{Al}$	80,6	89,0	64,0	67,0	71,5	79,0	76,0	75,0	71,0	71,0	63,0	73,0
$\frac{a}{a+c}$	90,0	94,5	80,0	69,7	84,0	89,0	93,0	86,0	88,0	86,0	88,0	90,0

Примечание. Номера образцов: 1 — КР-10; 2 — КР-43; 3 — КР-1; 4 — КР-6; 5 — КР-76; 6 — КР-12; 7 — КР-19; 8 — КР-30а; 9 — КР-49; 10 — КР-67; 11 — КР-94; 12 — КР-113. В скобках — номера точек на диаграммах 29, 38, 39.

калия, среднее из 12 анализов значение *n* равно 67 (одно из самых низких в сравнении с другими плагиопорфирами). Бо́льшая часть плагиопорфиров этого района относится к ряду нормальных (*c'*), а меньшая — к породам пересыщенным глиноземом (*a'*) (рис. 29).

Район р. Мал. Сыр. Размещается в 10 км к югу от оз. Буланкуль. Здесь в вулканогенно-осадочной толще нижнего девона наблюдается много даек, секущих эту толщу, хорошо отпрепарированных и протягивающихся вкрест левого борта долины р. Мал. Сыр. Эффузивы в этой части представлены лиловоцветными плагиопорфирами, андезитовыми и диабазовыми порфиритами, перемежающимися с красно- и сероцветны-

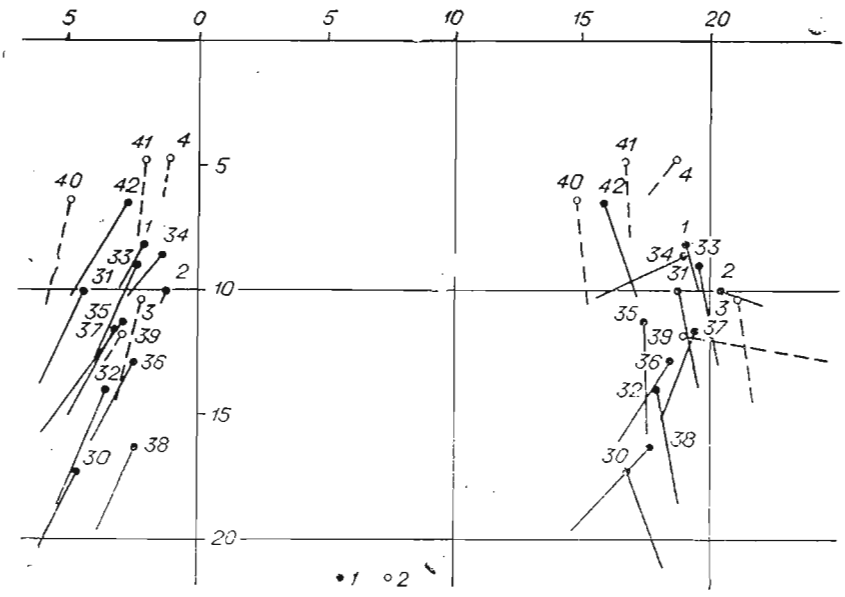


Рис 29. Диаграмма химического состава плагиопорфиров (по А. Н. Заварицкому) района оз. Буланкуль (*1*) и реч. Мал. Сыр (*2*). Цифры обозначают номера анализов в табл. 24, 25.

ми песчаниками (аз. падения слоистости в последних равен 90°; угол 25—35°). Среди даек встречаются дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов, спессартитов, плагиопорфиров. Последние преобладают. Простираются они по аз. 100°, падают то на северо-восток, то на юго-запад под углом 80—85°. Мощность даек меняется от 1—1,5 до 10 м. В отличие от района оз. Буланкуль, здесь не встречались альбитизированные диабазы и альбитизированные лабрадоровые порфириты. Хотя здесь плагиопорфиры и обладают красновато-бурой или розовой окраской, но таких ярко окрашенных в кирпично-красный цвет даек, как в районе оз. Буланкуль, нет. Малосырские плагиопорфиры к тому же более тонкозернистые, чем буланкульские, хотя по составу, структурам, текстурам они, безусловно, сходны. Вкрапленники здесь представлены одним лишь плагиоклазом. Состав его также меняется в разных дайках от альбита до андезина. Вкрапленники образуют то гломеропорфировую, то сериально-порфировую структуру, они не бывают крупными (1—3 мм) и хорошо выделяются более светлой розовой окраской на общем лилово-буром фоне основной массы. Полисинтетические двойники в них обычны, но зональные фенокристы не встречались, большей частью вкрапленники сильно серицитизированы, карбонатизированы. В одной из даек наряду с преобладающими вкрапленниками плагиоклаза наблюдались редкие вкрапленники буровато-зеленого густоокрашенного амфибола. Кроме того, в некоторых дайках наблюдаются редкие вкрапленники биотита, обычно осветленного, хлоритизированного и карбонатизированного. Вкрапленники плагиоклаза всегда обильны и составляют 25—40% объема породы. Изредка можно наблюдать псевдовкрапленники кварца: скопление многочисленных зерен кварца с неровными «зубчатыми» контурами, угасающих одновременно и производящих впечатление вторичных, переотложенных.

Основная масса, которая чаще всего бывает микролитовой или пилотакситовой, также сложена преимущественно плагиоклазом. В некоторых дайках к плагиоклазу основной массы добавляется кварц и пла-

гиопорфиры соответственно приобретают состав кварцсодержащих или базокварцевых. В последних нередко наблюдаются микротакситовые текстуры. Наряду с микролитовой или пилотакситовой структурой наблюдаются участки с фельзитовой. Для микроструктур малосырских плагиопорфиров всегда характерны элементы трахитоидности, нередки и настоящие флюидальные структуры. Микролиты плагиоклаза всегда очень мелкие, обычные их размеры 0,04—0,2 мм. Совместно с плагиоклазом и кварцем в основной массе всегда присутствуют хлорит, карбонат и бурые непрозрачные скопления окислов железа. Нужно заметить, что если в буланкульских плагиопорфирах окисное железо в больших количествах входит в виде гематитовой примеси в полевые шпаты, окрашивая их в ярко-красные тона, то здесь полевые шпаты менее окрашены и окисное железо отлагается в виде непрозрачных бурых продуктов. В виде таких же непрозрачных бурых скоплений оно наблюдается и в многочисленных мелких миндалинках (1—2 мм) совместно с хлоритом и карбонатом. Из акцессорных минералов встречаются редкие зерна апатита и многочисленные — магнетита (размер от 0,02 до 1 мм). В одной из даек наблюдались «прожилки» и пятна окрашенного в красно-бурый цвет альбита — картина, часто наблюдающаяся в буланкульских дайках.

Некоторые различия между малосырскими и буланкульскими плагиопорфирами, главным образом в структуре, текстуре и окраске, надо полагать, обусловлены тем, что в районе оз. Буланкуль вскрыты наиболее глубокие части даек, тогда как в районе р. Мал. Сыр вскрываются верхние части подводящих каналов. В глубоких частях даек, в условиях более медленного остывания и кристаллизации интенсивней проявились автометасоматические и гидротермальные процессы. Недаром в районе оз. Буланкуль так широко развиты альбитизированные покраснелые лабрадоровые порфириты и диабазы, тогда как по р. Мал. Сыр аналогичные дайки не затронуты этим процессом.

Среди малосырских дайковых пород присутствуют дайки настоящих лампрофиров, что представляется интересным, поскольку весь этот комплекс дайковых пород связан, безусловно, с излившимися эффузивами нижнего девона и здесь в районе не известны другие раннедевонские магматические образования, проявившиеся в плутонической форме. Лампрофиры эти представлены спессартитами, или, точнее, одинит-спессартитами, так как во вкрапленниках наряду с плагиоклазом и преобладающей буровато-зеленой роговой обманкой наблюдаются многочисленные вкрапленники бесцветного моноклинного пироксена.

На левом же берегу р. Мал. Сыр И. В. Лучицкий (1960) наблюдал шток плагиопорфиров: «Этот шток, около 300 м в поперечнике, почти правильной округлой формы, интересен тем, что в западной его части прослеживается ответвление, соответствующее смене штокообразной формы залегания дайкой широтного простирания» (с. 99).

Плагиопорфиры участка р. Мал. Сыр очень сильно варьируют по составу от средних до очень кислых (см. рис. 29, 39, точки 3, 4, 39, 40, 41 табл. 25) соответственно и s меняется от 66,4 до 76,5. То же самое характерно и для щелочности ($a=14,7—21$). По значению щелочного модуля три точки из пяти размещаются выше линии раздела щелочных и нормальных пород (см. рис. 39), причем для точки 4 $\varphi=0,98$ (это самое высокое значение щелочного модуля для наших плагиопорфиров, выше на диаграмме размещаются только три точки — микросиенит-порфиры из района дер. Солдаткино). Такой модуль характерен для фонолитов и нефелиновых сиенитов. Напротив, для точки 40 щелочной модуль самый низкий (0,60) из более чем 100 анализов. В отличие от буланкульских плагиопорфиров здесь n имеет высокое значение (среднее из 5 ана-

Таблица 25

Химический состав плагиопорфиров района р. Мал. Сыр

Окисел	1(3)	2(4)	3(39)	4(40)	5(41)
SiO_2	56,36	67,22	55,50	62,50	68,00
TiO_2	0,55	0,43	0,60	0,35	0,44
Al_2O_3	18,38	16,01	17,60	17,60	15,70
Fe_2O_3	4,12	3,17	1,98	1,83	3,18
FeO	1,87	0,86	2,02	1,73	0,51
MnO	0,13	0,03	0,07	0,08	0,05
MgO	2,50	0,41	0,70	1,55	0,90
CaO	2,09	0,93	7,58	4,10	1,80
Na_2O	7,40	7,60	3,50	5,30	7,10
K_2O	2,95	1,40	4,14	1,72	0,84
H_2O	0,58	0,36	—	—	—
P_2O_5	0,35	0,21	—	—	—
П. п. п.	2,60	1,32	6,62	3,35	1,93
Сумма	99,88	99,55	102,31	100,11	100,45
a	21,0	18,6	18,9	14,7	16,6
c	2,2	1,1	2,8	4,9	2,0
b	10,4	4,7	11,8	6,4	4,8
s	66,4	75,6	66,4	74,0	76,5
f'	52,7	74,3	32,3	52,9	66,6
m'	41,0	14,1	10,4	42,3	31,2
c'	6,3	—	57,2	4,6	2,1
a'	—	11,6	—	—	—
n	79	86	67	82	92
Q	—11,4	+10,9	—7,9	+13,7	+17,8
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	56,0	84,0	76,0	41,6	68,0
$\frac{100Na+K}{Al}$	83,0	98,0	77,0	60,0	80,0
$\frac{a}{a+c}$	90,5	94,5	87,0	75,0	89,0

Примечание. Номера образцов: 1 — КР-108; 2 — КР-112б; 3 — КР-109в; 4 — КР-112; 5 — КР-112в. В скобках — номера точек и векторов на диаграммах 29, 38, 39.

лизов равно 81), следовательно, содержание натрия значительно превышает содержание калия.

Район р. Бейка. Большое количество даек кирпично-красных плагиопорфиров наблюдалось в левобережье р. Бейки и на водоразделе рек Бейки — Тибек. Здесь наряду с преобладающими плагиопорфирами встречаются дайки альбитизированных лабрадоровых порфиритов, диабазов. Преимущественный азимут простирания даек 160°. Мощность даек от 2 до 10 м, мощность одной из даек лабрадоровых порфиритов 16 м. Размещаются дайки, главным образом, среди лейкократовых аляскитового типа гранитов, прорывая дайки аплитов и кварц-полевошпатовые жилы, но выходят они и в карбонатные толщи, секут известковые гранат-диопсидовые скарны, которые развиты здесь очень широко. Особенно много даек в районе горы Ат-Тир. Несмотря на то, что граниты в этом районе занимают огромные площади, дайки развиты не повсеместно, а в полосе шириной около 3 км к западу от вершины Остой-Базы до вершины Ат-Тир. Плагиопорфиры этого района аналогичны плагиопорфирам из района оз. Буланкуль, поэтому подробная характеристика их не приводится. Отметим лишь, что основная микролитовая или пилотакситовая масса состоит главным образом из красного альбита, кварца, хлорита, вкрапленники представлены серым, сильно серицитизированным плагиоклазом с красными альбитовыми оторочками. Содержание вкрапленников — от единичных зерен до 50%, очень часто наблюдаются гломеропорфировые сростки. В некоторых разновидностях наряду с вкрапленниками плагиоклаза присутствуют редкие вкрапленники моноклинного пироксена, в этом случае и в основной массе наблюдаются реликты хлоритизированного пироксена. Такая порода занимает промежуточное положение между собственно плагиопорфирами и трахиандезитами, приближаясь к последним. Из других темноцветных изредка отмечается хлоритизированный биотит и еще реже — буровато-зеленая ро-

Таблица 26

№ пробы	Fe_2O_3	FeO	CaO	K_2O	Na_2O	Кол. %		
						Ab	Or	An
КР-795	1,45	0,02	0,48	5,87	6,27	56,4	34,8	2,4
КР-800	1,32	0,02	1,19	3,68	8,05	71,4	21,8	5,9

говая обманка. В основной массе некоторых плагиопорфиров присутствует небольшое количество кварца (кварцсодержащие плагиопорфиры). Из двух даек этого района отобрана мономинеральная фракция красного полевого шпата. Химические анализы их показали, что они представлены ортоклазсодержащими альбитами, такими же, как в плагиопорфирах района оз. Буланкуль (табл. 26).

На этом участке удалось исследовать непосредственный контакт дайки плагиопорфиров и вмещающих гранитов. Контакт этот был совершенно четкий, резкий. Сколки на шлифы были отобраны из центральной части дайки (3 м от контакта), в 50 см от контакта и непосредственно из контакта. Из гранитов также были отобраны образцы из непосредственного контакта и на удалении от контакта 40 см. Центральная часть дайки выглядит «крупнозернистой» по сравнению с приконтактовыми частями, в ней намного больше вкрапленников плагиоклаза (35—40%), вкрапленники крупнее (до 2,0×10,0 м). Основная масса микролитовая с элементами трахитоидности, состоит преимущественно из красного альбита, размеры лейст 0,08—0,4 мм. Редкие мелкие зернышки кварца, много апатита, хлоритизированный и обесцвеченный биотит. А в 50 см от контакта порода значительно мелкозернистее, реже и мельче (0,4×2,0 мм) вкрапленники альбитизированного плагиоклаза. Основная масса микролитовая, участки с пилотакситовой структурой, размеры лейст 0,04×0,2 мм, несколько больше, чем в центральной части дайки кварца. Непосредственно в контакте плагиопорфиры становятся совсем тонкозернистыми (0,02×0,08 мм), наблюдается великолепно проявленная флюидальность. Порода трещиноватая, микротрещины залечены бурыми непрозрачными железистыми продуктами. Еще реже и мельче, чем в предыдущем образце, вкрапленники плагиоклаза.

В гранитах из непосредственного контакта наблюдаются микроскопические жилки (0,04—0,08 мм), выполненные красным альбитом, таким же, как и в приконтактовой части дайки. Кроме того, отдельные зерна плагиоклаза (чаще) и калишпата (реже) подвержены альбитизации и покраснению, причем в плагиоклазах обычно альбитизируется ядро, соответственно оно становится непрозрачным, красным, тогда как кайма остается прозрачной. В 40 см от контакта дайки в гранитах такие изменения не отмечаются.

Уйбатский плутон (см. рис. 25, участки 5—11). В пределах центральной и особенно северо-восточной части Уйбатского плутона дайки плагиопорфиров развиты очень широко. Не все участки изучены одинаково детально, наиболее подробно будут охарактеризованы участки Лога Холырой (Тинского лога), «ербинских конгломератов» и горы Чащевитой.

Лог Холырой (Тинской лог). Дайковая интрузия Тинского лога изучена В. Н. Довгалем, им описаны породы (с некоторыми нашими добавлениями) и выполнена схема размещения даек (рис. 30). Интрузия эта представлена огромным количеством даек: на площади около 9—10 км^2 их насчитывается несколько сотен. Они прорывают сиениты и сиенито-диориты восточной части Уйбатского плутона и частично выходят во вмещающие зеленокаменные эффузивы кембрия.

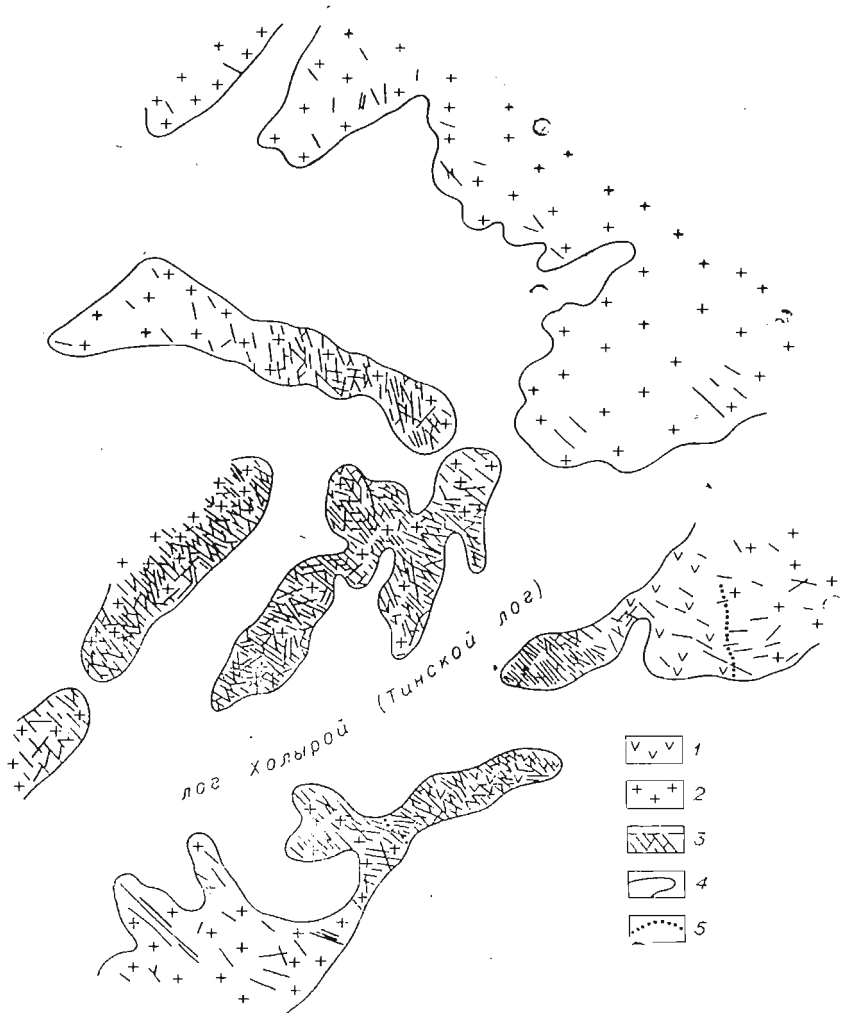


Рис. 30. Размещение даек на участке лога Холырой (Тинского лога). Составил В. Н. Довгаль.

1 — кембрийские эффузивы; *2* — сиенито-диориты, сиениты, граносиениты раннепалеозойского Уйбатского плутона; *3* — дайки плагиопорфиров, дацитовых порфиров и других пород; *4* — границы четвертичных отложений; *5* — предполагаемые геологические границы.

Дайки образуют здесь густую сеть взаимно пересекающихся тел (рис. 30). Особенно много даек наблюдается на лево- и правобережье лога Холырой в его средней части. Здесь дайки разбивают вмещающие их породы на блоки, имеющие в поперечнике иной раз не более 10—15 м. Дайки имеют всевозможное простирание, но наиболее часто 110—160°. Они в целом слагают зону юго-восточного простирания с азимутом 130—140°. Ширина зоны, т. е. той полосы развития даек, в пределах которой наблюдается максимальная насыщенность дайками, равна 3 — 3,5 км. За пределами этой зоны количество даек резко сокращается. Оно также быстро убывает по простиранию зоны в северо-западном направлении.

Мощность даек варьирует от 0,5 до 30 м, но наиболее часто она равна 1,5—8 м. Дайки выдержаны по простиранию. Особенно это относится к дайкам с азимутом простирания 110—160°. При благоприятных

условиях обнаженности они прослеживаются на расстоянии 300—400 м и более. Дайки меридионального и северо-восточного простирания короче. Они обычно играют роль перемычек между дайками северо-западного простирания.

При изучении даек устанавливаются три возрастные группы.

1. Дайки альбитизированных диабазов, одинитов, спессартитов, кварцсодержащих андезитовых порфиритов. Это наиболее древняя и в общем немногочисленная группа даек.

2. Дайки биотитовых порфиритов, кварцсодержащих и кварцевых дацитовых порфиров. Это наиболее многочисленная группа даек. Она составляет не менее 90% всего количества даек. Кварцевые и кварцсодержащие дацитовые порфиры связаны друг с другом взаимопереходами, и иногда удается наблюдать, как одна разновидность порфиров переходит в другую по простиранию дайки на расстоянии нескольких десятков метров. Внедрение этой группы даек было не одноактным процессом, а происходило в несколько «фаз», поскольку нередко наблюдается взаимное пересечение даек этой группы.

3. Дайки кварцсодержащих и роговообманковых плагиопорфиров. Это наиболее поздняя группа пород, во всех случаях секущая дайки второй и тем более первой групп.

Какой-либо приуроченности даек каждой из групп к определенным нарушениям не наблюдается: они развиваются вдоль одних и тех же нарушений. Нередко приходится наблюдать, как дайки первой и второй или второй и третьей групп идут параллельно друг другу, контактируя друг с другом вдоль одного и того же нарушения. Это может указывать на их возрастную близость. В дайках первой и второй возрастной групп иногда наблюдается сильная рассланцовка по простиранию дайки.

Кварцсодержащие плагиопорфиры — весьма однообразные по составу породы, состоящие из вкрапленников альбита (10—15% объема породы) и очень редко — флогопита. Основная масса обладает пилотакситовой или микролитовой структурой, очень часто с элементами флюидальности. Состоит она главным образом из лейст альбита, имеющих длину обычно 0,4—0,6 мм, но иногда и меньше (0,06—0,1 мм). Альбит слегка пелитизирован, серицитизирован и окрашен, особенно по периферии, в буровато-красный цвет окислами железа. Интерстиции выполнены ксеноморфным кварцем (размер зерен 0,04—0,1 мм), хлоритом, карбонатами. Кроме того, в некоторых дайках кварц наблюдается в виде линзочек, шнурочков и скоплений неправильной формы. Линзочки и шнурочки обычно ориентированы параллельно «пилотакситовости» и производят впечатление вторичных. Иногда в этих линзочках к кварцу примешивается карбонат, а в некоторых случаях они вообще сложены одним карбонатом. В основной массе встречаются также чешуйки бледно-зеленой слюды (размер 0,2—0,3 мм) и рудный минерал в идиоморфных зернышках. Почти в каждом шлифе можно наблюдать апатит, реже — циркон.

Среди плагиопорфиров имеются разности, которые можно назвать роговообманковыми плагиопорфирами. Для них характерно отсутствие кварца в основной массе и присутствие слегка буроватой роговой обманки ($cNg = 15—16°$, $2V = —67°$). В некоторых роговообманковых плагиопорфирах помимо альбита во вкрапленниках содержится роговая обманка и редкие фенокристы моноклинного пироксена. В этом случае они становятся похожими на альбитизированные спессартиты и одиниты.

Биотитовые плагиопорфиры — породы в большинстве своем альбитизированные и состоящие из вкрапленников альбита (реже андезина № 40—48) и биотита. Количество вкрапленников плагиоклаза

достигает 25—35%, биотита — 2—4%. Размеры первых равны от долей миллиметра до 4—5 мм, вторых — 0,4—2 мм, а в вытянутых кристаллах достигают 3—4 мм. Альбит вкрапленников слегка замутнен и серицитизирован. Андезин обычно зонален, выглядит очень свежим в центре и сильно разложен по периферии кристаллов. Биотит в большинстве своем замещен хлоритом, временами с примесью цоизита или кварца. Основная масса бывает микропойкилитовой, состоит из полевого шпата, чешуек бледно-зеленой слюды, отдельных ксеноморфных зерен кварца и часто бывает сильно серицитизирована или карбонатизирована. Размеры бесформенных изометричных зерен шпата 0,03—0,07 мм, лейсты же обычно бывают длиной 0,02—0,05 мм.

Кварцсодержащие дацитовые порфиры состоят из вкрапленников альбитизированного андезина (№ 43—47) и хлоритизированного биотита. Количество и размеры вкрапленников сохраняются такими же, как и в биотитовых порфиритах. Однако иной состав имеет здесь основная масса: в ней всегда содержится заметное количество кварца. Основная масса, имеющая чаще всего микропойкилитовую структуру, сложена неравноочерченными изометричными зернами кварца (размеры 0,4—0,5 мм), переполненных включениями лейст плагиоклаза и чешуек бледно-зеленой слюды. Микропойкилитовая структура участками переходит в аллотриоморфнозернистую, а иногда и близкую к фельзитовой.

Дацитовые порфиры в качестве вкрапленников содержат андезин № 32—43, который почти всегда замещен альбитом, кварц и биотит (флогопит). Последний почти всегда хлоритизирован. Количество вкрапленников плагиоклаза равно 30—40%, кварца — от 1—2 зерен в шлифе до 2—3%, биотита — 1—3%. Кварц образует почти всегда мягко очерченные, часто округлые, иногда сильно корродированные кристаллы размером от долей миллиметра до 4—5 мм. Основная масса породы, прилегающая к вкрапленникам кварца в виде окружающей их каймы шириной 0,08—0,10 мм, имеет или очень тонкозернистое фельзитовое строение, или обнаруживает сферолитовое сложение. Сферолиты образуют мелкие метелочки, растущие от границы вкрапленника кварца в сторону основной массы. Они образуют своеобразное метельчатое обрамление вкрапленника. Наличие таких каемок свидетельствует о том, что или 1) вкрапленники были ядрами кристаллизации или 2) каемки — это своеобразные зоны закалки, т. е. около вкрапленников кварца происходила быстрая кристаллизация расплава. Надо сказать, что около вкрапленников плагиоклаза и флогопита таких тонкозернистых и сферолитовых каемок не видно. Не видно их также и около некоторых мелких вкрапленников кварца.

Основная масса дацитовых порфиров бывает микропойкилитовой или тонкозернистой аллотриоморфной, местами переходной к фельзитовой.

Микропойкилитовая основная масса сложена бесформенными, очень неровно очерченными зернами полевого шпата или кварца, размером до 0,2—0,3 мм, переполненными обильными включениями лейст плагиоклаза и бледно-зеленой слюды. Размеры лейст (в длину) 0,03—0,05 мм. Такой же размер имеют и чешуйки слюды. В основной массе есть немного рудного минерала, хлорит, цоизит, апатит, а также гнезда и линзочки, выполненные гранобластовым агрегатом позднего кварца. Среди микропойкилитового агрегата в некоторых случаях появляются кварц-полевошпатовые волокнистые сферолиты размером до 0,4 мм, которые обычно группируются по нескольку штук друг около друга. В некоторых случаях в дацитовых порфирах отдельные участки породы сложены тонкозернистым фельзитовым кварц-полевошпатовым агрегатом. Здесь имеет место

переход от дацитовых порфиров с микропойкилитовой основной массой к кварцевым дацитовым порфирам с аллотриоморфнозернистой фельзитовой основной массой. В последних она состоит из более или менее изометричных зернышек кварца (?) и полевого шпата размером до 0,04, редко до 0,06 мм, среди которых видны редкие лейсты плагиоклаза (обычно альбита), чешуйки слюды и зерна рудного минерала. Местами в этом агрегате появляются мелкие кварц-полевошпатовые сферолиты диаметром до 0,2 мм или участки, сложенные микропойкилитовым агрегатом. В некоторых шлифах основная масса породы сильно карбонатизирована. Особо следует отметить дацитовые порфиры, в которых часть вкрапленников кварца и в меньшей мере плагиоклаза имеет явно обломочный характер. Вкрапленники кварца часто имеют остроугольную форму. Таким же обликом обладают и некоторые плагиоклазовые кристаллы. Все это заставляет полагать, что при формировании части дацитовых порфиров имели место явления взрывного характера, т. е. формирование их происходило в явно субвулканической обстановке.

Альбитизированные долериты состоят из удлиненных кристаллов сильно серицитизированного альбита (длиной 1—2 мм), бесцветного авгита ($2V=+50—+52°$; $cNg=48°$), грязно-желтого хлорита и рудного минерала. Структура породы офитовая. Хлорит, пироксен и рудный выполняют интерстиции породы. Их общее содержание в породе 25—30%.

Альбитизированный одинит. В образце тонкозернистая грязно-розовая порода. Состоит из немногочисленных вкрапленников серицитизированного альбита и бесцветного авгита ($2V=+55°$; $cNg=40°$). Основная масса сложена беспорядочно ориентированными короткостолбчатыми пластинками альбита, короткопризматическими идиоморфными призмочками светло-бурой роговой обманки ($cNg=22°$) в количестве 25—30%, а также хлоритом (3—5%,) кварцем (2—3%) и рудным минералом. Хлорит и кварц выполняют интерстиции в породе. В интерстициях в небольшом количестве встречается кальцит. В породе есть миндалины, выполненные хлоритом иногда с примесью кальцита.

Спессартиты состоят из вкрапленников андезин-лабрадора № 40—54 и бурой роговой обманки ($cNg=17°$). Количество вкрапленников не более 5—8% объема породы. Основная масса сложена сильно разложенными лейстами андезина № 30, иголками бурой (как и во вкрапленниках) и светло-зеленой ($cNg=15°$) роговой обманки, рудным минералом и кварцем в интерстициях (2—4%). Структура основной массы — гипидиоморфнозернистая с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и роговой обманки по отношению к кварцу.

Среди спессартитов есть сильно измененные разности. В них плагиоклаз и во вкрапленниках, и в основной массе очень сильно соссюритизирован. В основной массе в интерстициях появляется довольно много хлорита (до 15—20%). Роговая обманка тоже частично разложена.

В заключение отметим, что для всех даек Тинского лога, как это видно из приведенного описания, характерны сильнейшая альбитизация и наличие интенсивно окрашенного в красные или красновато-бурые тона полевого шпата.

Район ст. Ербинской. Здесь плагипорфиры исследовались нами в связи с изучением кембрийских конгломератов, содержащих гальку щелочных сиенитов (Сергеева, Богнибов, Халфин, 1963). Конгломераты залегают в эффузивно-сланцевой толще (рис. 31), которая, в свою очередь, подстилается и перекрывается темно-серыми битуминозными известняками. Эффузивно-сланцевая толща ограничена тектоническими контактами, к которым приурочены дайки молодой плагипорфировой интрузии. Очевидно, эффузивная толща представляет собой тектони-

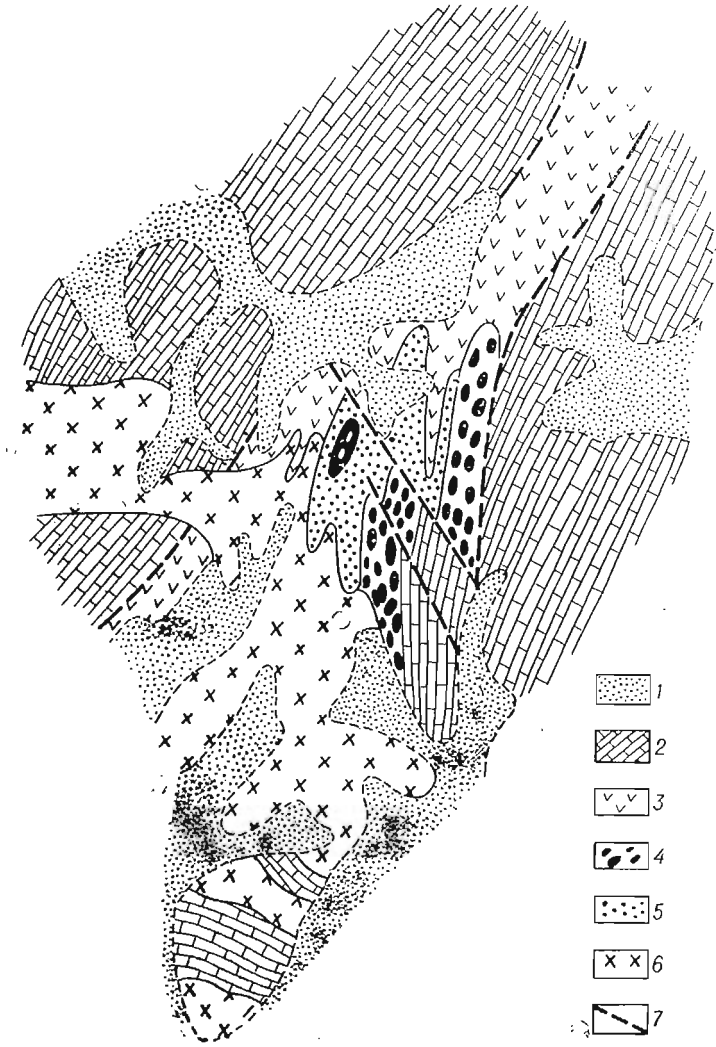


Рис. 31. Схематическая геологическая карта участка развития плагиопорфиров в районе ст. Ербинской («ербинских конгломератов»).

1 — четвертичные отложения; *2* — карбонатные толщи нижнего кембрия; *3, 4, 5* — нижнекембрийская эффузивно-сланцевая толща с конгломератами (*3* — эффузивы, *4* — конгломераты, *5* — алевросланцы); *6* — девонская интрузия плагиопорфиров; *7* — дизъюнктивные нарушения.

ческий клин в поле известняков. Кроме отмеченных уже даек, приуроченных к тектоническим контактам, многочисленные дайки кирпично-красных и желтоватых плагиопорфиров рассекают конгломераты, алевросланцы, известняки и эффузивы. Они, видимо, приурочены в большинстве случаев к послойным трещинкам и производят впечатление согласных с вмещающими породами (азимут простирания 20—30°, падение юго-восточное, ∠55—80°), но в некоторых местах хорошо видно, как они пересекают линзы известняковых рифов в конгломератах. Мощность даек колеблется от 5—7 до 100 м. Плагиопорфиры, кроме даек, образуют довольно крупное тело (больше 5 км длиной) неправильной формы, от которого преимущественно и ответвляются во вмещающие породы эти дайки.

Порфировая структура в плагиопорфирах хорошо видна в образцах, вкрапленники представлены полевым шпатом и пластинками биотита до 2 мм в поперечнике. Обычно полевой шпат вкрапленников белый или желтый, слюда почти черная, слабо зеленоватая. Следовательно, плагиопорфиры эти могут быть названы биотитовыми.

Под микроскопом микролитовая структура основной массы некоторых наиболее раскристаллизованных разностей напоминает бостонитовую, чаще же видна микропойкилитовая структура, иногда наряду с участками микропойкилитовой структуры заметны слабораскристаллизованные участки.

Порфировые вкрапленники представлены платиоклазом, колеблющимся по составу от № 5 до № 15, очень часто образующим гломеропорфировые скопления. Пластинки биотита почти полностью замещены хлоритом и по спайности содержат мелкие цепочки сфена.

В разностях с микропойкилитовой основной массой изометричные зерна (0,3—0,4 мм) полевого шпата с неровными контурами бывают переполнены очень мелкими (0,003—0,01 мм) лейсточками альбита. В некоторых же разновидностях кварцевые зерна переполнены лейстами альбита. В таком случае они именуются базокварцевыми биотитовыми плагиопорфирами. Полевые шпаты основной массы, как обычно, бывают окрашены в красновато- или желтовато-бурый цвет, но вкрапленники красноватыми бывают только по краям и по трещинкам, в целом же они выглядят серыми, серицитизированными.

В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, отдельные зерна магнетита. Во всех образцах видны жилки и линзочки метасоматического кварца.

Следует отметить, что интрузивное тело плагиопорфиров в районе ст. Ербинской является единственным, известным нам телом плагиопорфиров штокообразной формы, размещающимся в древних структурах. В пределах же вулканогенного девона штоки плагиопорфиров известны во многих точках.

Район горы Чащевитой (оз. Бол. Дикое). В этом районе (участок 10 на рис. 25) на небольшой площади мы насчитали около 160 даек, но надо полагать, что это только небольшая часть имеющихся в действительности здесь даек, так как большие участки перекрыты четвертичными отложениями и дайки не вскрываются. Наибольшая концентрация даек наблюдается в полосе шириной около 3 км и протягивающейся примерно на 5 км от оз. Бол. Дикого на юге через гору Чащевитую и далее на северо-запад (рис. 32). Простирание даек очень четко выдерживается по азимуту 160°. Они прорывают развитые здесь граносиениты, сиениты и сиенито-диориты северо-восточной части Уйбатского плутона, не выходя за его пределы. Кроме того, дайки пересекают останцы измененных габбровых пород, которые встречались здесь неоднократно среди уйбатских сиенитов. В кембрийских карбонатных породах, вмещающих Уйбатский плутон и развитых к югу от горы Чащевитой, дайки совершенно не встречаются. Но любопытно, что наблюдающиеся в известняках зоны черных кварцитов точно так же простираются по азимуту 160°, что почти вкрест простирания известняков. Мощность кварцитовых зон — десятки метров, кварциты обычно раздроблены, перетерты. За пределами указанной на схеме полосы развития даек в тех же уйбатских гранитоидах встречаются лишь очень редкие, единичные дайки, в том числе и по простиранию полосы.

Мощность даек меняется от 1 до 30 м, в одном случае была зафиксирована дайка мощностью 50 м. Среди них преобладают плагиопорфировые дайки, реже наблюдаются дайки диабазов и лабрадоровых порфиритов, в том числе и альбитизированные их разности. Дайки имеют

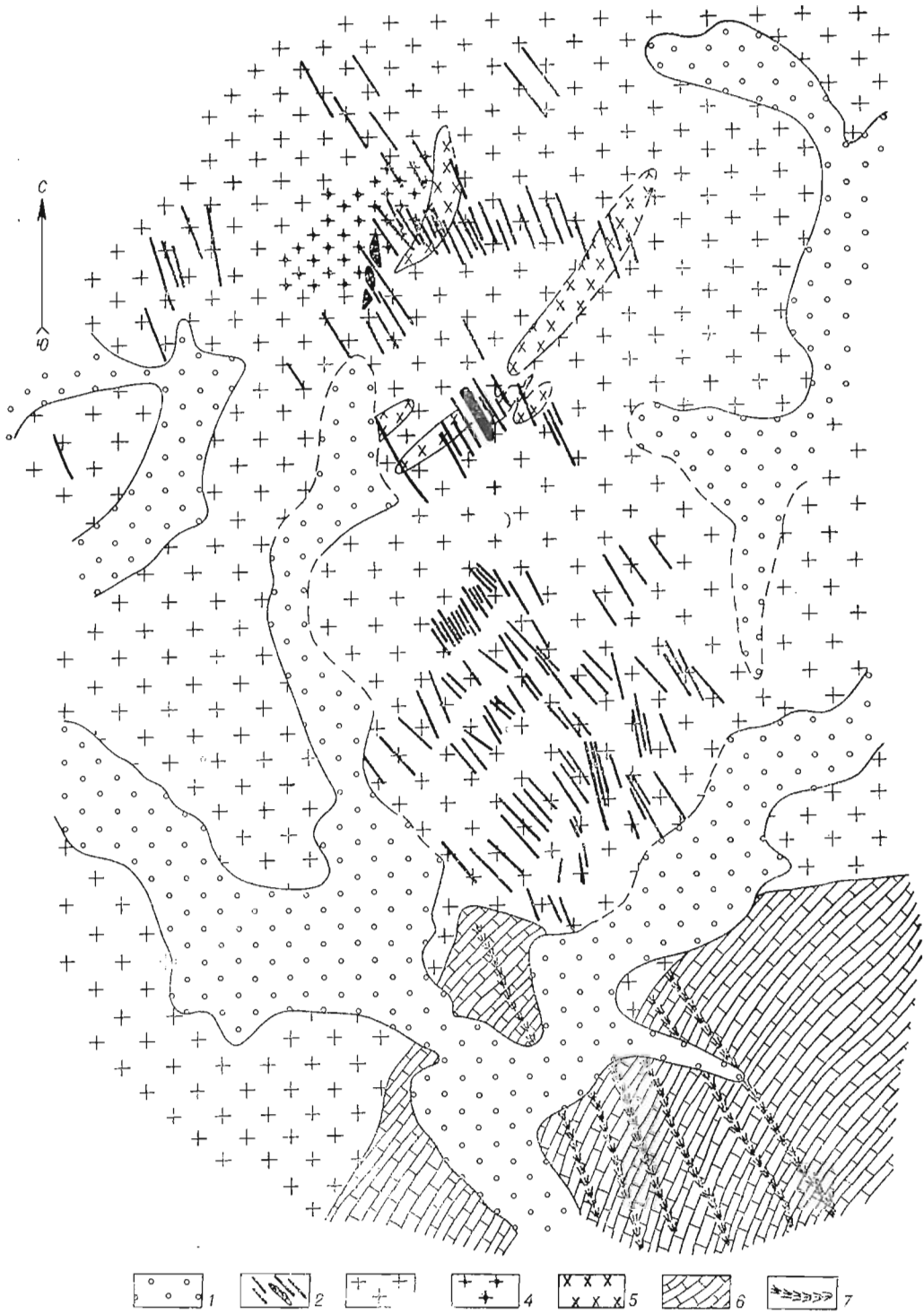


Рис. 32. Размещение даек в районе горы Чащевитой (оз. Бол. Дикое).

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки плагиопорфиров и альбитизированных диабазов; *3* — сиенито-диориты, сиениты, граносиениты северо-восточной части Уйбатского плутона; *4* — участки развития грубозернистых и пегматоидных щелочных сиенитов; *5* — останцы диоритизированных габбро («догранитные габбро»); *6* — кембрийские карбонатные толщи; *7* — зоны кварцитов в известняках.

обычно простое строение, хорошо выдерживаются по мощности и лишь иногда удается наблюдать ветвящиеся дайки (см. рис. 26). Очень редко встречаются сложные дайки. Например, сложная дайка мощностью 8 м была встречена на одной из вершин несколько севернее горы Чащевитой. В северо-восточном контакте дайки (предполагаемая кровля) размещаются альбитизированные лабрадоровые порфириты, в юго-западном — кирпично-красные плагиопорфиры. Кстати, в последних содержится довольно крупный ксенолит уйбатских сиенитов (см. рис. 26). По простиранию удалось проследить на 1,5 км лишь одну дайку, в большинстве же случаев по условиям обнаженности их удается проследить лишь на 200—300 м. Внедрение даек было, по-видимому, многофазным; пересечение дайкой плагиопорфиров линзообразного (?) тела, сложенного плагиопорфирами же, наблюдалось на склоне вершины с отметкой 1086,1 м. На этой же вершине широко развиты крупно- и грубозернистые щелочные сиениты, они также прорваны дайками плагиопорфиров.

Плагиопорфиры горы Чащевитой кирпично-красные, сложены главным образом плагиоклазом, выполняющим как вкрапленники, так и основную массу. Но все же среди них намечается несколько разновидностей: 1) плагиопорфиры, 2) базокварцевые плагиопорфиры, 3) базокварцевые биотитовые плагиопорфиры и 4) базокварцевые роговообманковые плагиопорфиры. Преобладают базокварцевые плагиопорфиры. В общем-то все разновидности отличаются друг от друга лишь наличием или отсутствием одного из указанных темноцветных минералов, структуры же, характер полевого шпата, общий облик пород остаются общими для всех пород. Плагиопорфиры горы Чащевитой отличаются от всех прочих еще и тем, что они хорошо раскристаллизованы, во многих дайках они более крупнозернистые (плагиоклаз основной массы — 0,2×0,6 мм), так что структуры часто бывают призматически-зернистыми (таблитчато-зернистыми) с элементами трахитоидности. В маломощных же дайках преобладают микролитовые и пилотакситовые структуры, а изредка и структуры типа ортофировых, но с той разницей, что здесь короткотаблитчатые, почти квадратного сечения шпаты представлены не калишпатом, а красным ортоклазсодержащим альбитом, который цементируется таким же красно-бурым альбитом. Изредка встречаются базокварцевые плагиопорфиры с аллотриоморфной структурой основной массы.

В дайках плагиопорфиров из полевых шпатов во вкрапленниках наблюдается исключительно плагиоклаз, образующий гломеропорфировые скопления и часто сериально-порфировую структуру. По составу в разных дайках он меняется от альбита до андезина, чаще всего бывает сильно серицитизирован, мутный, с краев же очень часто наблюдается оторочка красно-бурого альбита. Вкрапленники плагиоклаза в плагиопорфирах достигают размера 0,8×4,0 мм, но они никогда не бывают такими крупными, как, например, в лабрадоровых порфиритах. Вкрапленники эти распределяются в породе неравномерно, в некоторых дайках почти отсутствуют в почве, тогда как в кровле они обильны; в одних дайках количество их достигает 50% объема породы, в других же — это единичные вкрапленники.

Калишпат в плагиопорфирах горы Чащевитой встречается чаще, чем в других плагиопорфирах, но исключительно в основной массе и в незначительных количествах. Обладает также красно-бурой окраской, часто образует с кварцем микропегматитовые структуры и обнаруживается путем окрашивания в шлифах кобальтинитритом натрия. Кварц, так же как и калишпат, никогда не встречается во вкрапленниках, но в основной массе в разных количествах наблюдается постоянно. Он образует как идиоморфные, так и ксеноморфные зерна размером 0,2 мм в

Таблица 27

Состав полевого шпата из даек плагиопорфиров в районе горы Чащевитой

№ пробы	Fe_2O_3	FeO	CaO	K_2O	Na_2O	Мол. %		
						Ab	Or	An
КР-179	0,99	0,12	0,96	4,01	6,60	59,0	23,8	4,8
КР-185	0,91	0,12	1,19	3,08	8,04	71,5	18,2	5,9
КР-212-4	1,45	0,24	0,96	3,99	5,51	49,5	23,6	4,8
КР-815	0,89	0,27	1,67	3,27	8,26	74,2	19,3	8,3

среднем, заполняя интерстиции между лейстами и табличками плагиоклаза.

Основная масса плагиопорфиров сложена, как уже говорилось, преимущественно буровато-красным плагиоклазом, аналогичным шпату в плагиопорфирах других районов, что подтвердили и химические анализы его мономинеральной фракции (табл. 27).

Из темноцветных минералов в плагиопорфирах преобладает биотит, чешуйки которого наблюдаются как в основной массе (0,08×0,2 мм), так и во вкрапленниках (0,4×1,0 мм), но и в том, и в другом случае он бывает нацело хлоритизированным, обесцвеченным. Зеленовато-бурая роговая обманка, типа баркевикитовой, образует также игольчатые кристаллы, главным образом в основной массе (0.04×0,3 мм), и совсем редко наблюдается в виде мелких (0,2×1,5 мм) вкрапленников.

Из акцессорных минералов в большом количестве наблюдается апатит (от 0,08 до 0,6 мм); в шлифе КР-212-4, например, только вокруг и внутри крупного зерна магнетита было насчитано 20 зерен апатита. Зерна бывают как хорошо ограненные; так и корродированные, производящие впечатление ксеногенных. Явно ксеногенных наблюдалось и несколько зерен ортита. Магнетит, хотя и в небольшом количестве, наблюдается в каждом шлифе (размер 0,2—0,4 мм).

В нескольких дайках плагиопорфиров были встречены ксенолиты уйбатских биотит-пироксеновых сиенитов (см. рис. 26), трахитоидного пироксенового габбро и диабазовых порфиритов. Ксенолит сиенитов подвергается ороговикованию: в жилообразных зонках, отдельных участочках полевой шпат, пироксен, биотит подвергаются грануляции, перекристаллизации, здесь же появляется бластический агрегат светло-зеленой роговой обманки (в неизмененной части породы амфибол отсутствует), кварца и масса рудного минерала, так что участки эти приобретают вид настоящих роговиков. Да и в участках, не подвергшихся перекристаллизации, сиениты сильно изменены: полевые шпаты серицитизированы, сильно замутнены, а биотит приобретает яркую красно-оранжевую окраску.

В ксенолитах трахитоидного габбро наряду с грануляцией пироксена и незначительно проявленным ороговикованием широко развиты альбитизация и покраснение плагиоклаза с образованием красно-бурых альбитовых оторочек вокруг кристаллов плагиоклаза и такого же базиса в интерстициях. Здесь к нему добавляется кварц, эпидот, хлорит, рудный, который совместно с красным альбитом замещает целые участки породы. Между прочим, таким изменениям подвергаются и останцы габбро в участках, где они прорваны многочисленными дайками плагиопорфиров.

Ксенолиты диабазового порфирита претерпевают те же изменения, что и отмеченные выше габбро, с той лишь разницей, что здесь существенно не меняется структурный рисунок породы. В шлифах видно, что

в ксенолитах диабазов очень много рудной сыпи, но нет кварца, а в альбитизированной части этих ксенолитов плагиоклаз становится буровато-красным, рудный минерал практически совсем исчезает, появляется в интерстициях кварц, хотя в отношении структуры порода и не претерпевает особенной перестройки. Впрочем, альбитизацию можно наблюдать не только в ксенолитах, она видна и просто в основных дайках, например в лабрадоровых порфиритах. Альбитизация в них начинается с появления в породе тонких (1—2 мм) шнурочков, жилочек покраснелых альбитизированных пород. Жилочки эти, доходя до вкрапленников плагиоклаза или пироксена, прерываются и продолжаются дальше уже за вкрапленником. Сам же вкрапленник плагиоклаза окружается оторочкой красного шпата. Затем эти участки разрастаются, захватывая все большую часть породы. При этом порода становится кирпично-красной, в нее включены реликтовые вкраплеиники серицитизированного лабрадора (также с красной оторочкой), пироксена и реликтовые участки, которые теперь выглядят как «ксенолиты». И даже в тех лабрадоровых порфиритах, которые в образцах кажутся менее всего измененными и выглядят свежими (серо-зеленые породы со светлыми вкрапленниками плагиоклаза размером до 20 мм), в шлифах оказываются очень сильно измененными. Во-первых, в основной аподиабазовой массе появляются участочки с красным альбитом, во-вторых, минералы лабрадоровых порфиритов сильно изменены: плагиоклаз вкрапленников и основной массы так сильно серицитизирован, что и двойниковая структура едва просвечивает, темноцветные минералы хлоритизируются, появляется карбонат, эпидот.

Таким образом, на примере участка горы Чащевитой можно видеть, сколь широко развиты в связи с дайками процессы альбитизации, покраснения полевых шпатов, карбонатизации, хлоритизации, серицитизации, вплоть до ороговикования ксенолитов. В результате альбитизации и сильнейшего покраснения полевых шпатов, а также хлоритизации пироксенов диабазы и лабрадоровые порфириты по внешнему облику и составу приближаются к плагиопорфирам и отличаются от последних лишь в шлифах под микроскопом аподиабазовыми структурами и присутствием реликтов пироксена.

Дайки плагиопорфиров по химическому составу (табл. 28) очень близки породам оз. Буланкуль. Они все попадают в поле средних пород и лишь одна точка попадает в поле кислых пород (рис. 33, 39, точки 7, 8, 43—52). Причем на этой диаграмме половина анализов по значению щелочного модуля размещается ниже кривой раздела, другая же половина — выше. Из них три точки (35, 47, 50) падают вблизи точки среднего трахиандезита, а две (44, 46) совпадают с точкой среднего трахита и близки к точке среднего сиенита. Для двух пород (точки 7, 8) обнаруживается довольно высокий щелочной модуль (0,87—0,88). Все плагиопорфиры района горы Чащевитой относятся к породам нормального ряда (c'), и лишь один анализ показал пересыщенность глиноземом ($a'=26{,}8$). На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 33) фигуративные точки плагиопорфиров горы Чащевитой довольно компактно размещаются по оси sa ($a=16—20$), тогда как по оси sb они сильно растянуты ($b=6{,}5—16{,}2$), т. е. точно так же, как и плагиопорфиры района оз. Буланкуль. Среднее значение $n=69$, что также говорит о незначительном превышении содержания Na_2O над K_2O.

Район с. Бородино и фермы Ворошилово. К западу и северо-западу от с. Бородино в эффузивах быскарской серии нижнего девона многочисленные дайки красно-бурых и кирпично-красных плагиопорфиров слагают целые поля. Среди эффузивов, вмещающих эти дайки, встречаются основные разности (диабазовые порфириты), андезиты (пиро-

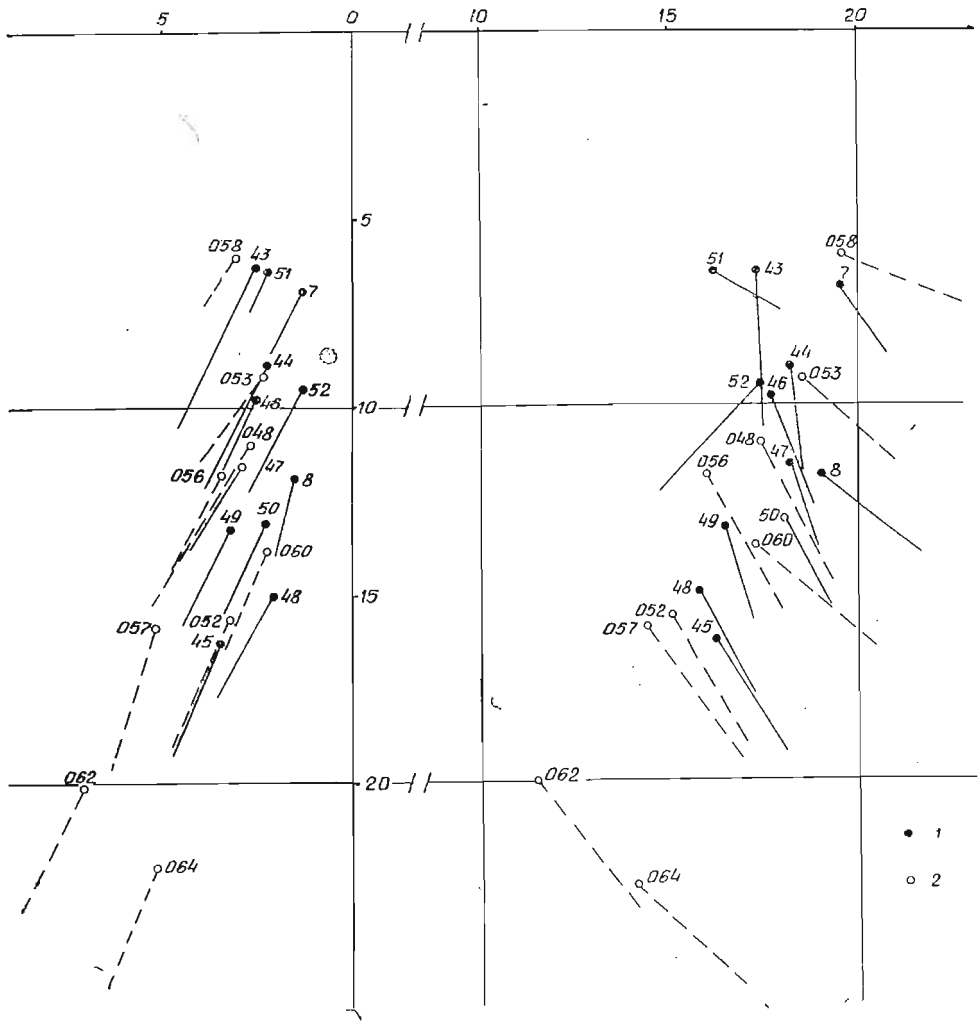


Рис. 33. Диаграмма химических составов плагиопорфиров (по А. Н. Заварицкому) района горы Чащевитой (сплошные векторы). Пунктирные векторы — сиенито-диориты и сиениты Уйбатского плутона. Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 28.

ксеновые и плагиоклазовые порфириты) и кислые (фельзиты ленточные, флюидальные).

Несколько северо-западнее в районе фермы Ворошилово аналогичные дайки залегают уже в кембрийских толщах, приурочиваясь главным образом к Коксинскому раннепалеозойскому гранитоидному штоку. В районе с. Бородино азимут простирания большинства даек меняется от 150 до 170°, в районе же Ворошилово преобладающее простирание даек 110—120°. Как в том, так и в другом участке мощность даек 2—5 м.

Среди бородинских плагиопорфиров преобладают базокварцевые и кварцевые разности, но нужно сказать, что почти во всех дайках кварц вторичный, наложенный, слагающий псевдовкрапленники, линзочки, прожилочки, ориентированные параллельно контактам даек. Порой они производят впечатление уплощенных миндалин, тем более что очень часто в такой форме наблюдается карбонат. Напротив, в плагиопорфирах района Ворошилово кварц наблюдается в очень незначительных

Таблица 28

Химический состав плагиопорфиров горы Чащевитой

Окисел	1(7)	2(8)	3(43)	4(44)	5(45)	6(46)	7(47)	8(48)	9(49)	10(50)	11(51)	12(52)
SiO_2	63,24	59,77	65,00	61,10	54,50	60,50	57,00	58,00	56,60	57,50	66,00	64,40
TiO_2	0,78	0,95	0,41	0,99	1,41	1,02	1,10	1,28	1,40	1,00	0,42	0,64
Al_2O_3	16,61	16,61	17,20	17,05	17,20	17,10	17,75	15,20	17,00	16,85	15,60	17,75
Fe_2O_3	3,71	3,40	2,19	3,26	4,50	3,54	4,37	5,44	5,65	3,82	2,90	1,97
FeO	1,72	3,48	1,97	3,06	4,57	2,94	4,44	4,29	4,19	4,94	2,23	2,84
MnO	0,13	0,13	0,08	0,14	0,17	0,10	0,07	0,19	0,16	0,06	0,09	0,06
MgO	0,74	1,45	1,57	1,70	2,85	1,70	1,52	2,40	1,90	1,90	0,35	1,65
CaO	1,74	3,77	2,27	2,20	5,30	3,00	3,15	3,61	3,41	3,30	2,82	1,30
Na_2O	6,30	6,48	5,40	5,46	5,20	5,46	5,03	4,76	5,03	5,46	5,20	5,30
K_2O	4,00	3,40	3,93	4,28	3,15	3,88	4,64	3,74	3,56	4,14	3,34	4,34
H_2O	0,22	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,29	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,24	—	1,68	0,78	1,10	0,93	—	1,04	0,98	—	2,03	1,17
Сумма	100,72	99,95	101,70	100,02	99,95	100,17	99,07	99,95	99,88	98,97	100,98	101,42
a	19,6	19,0	17,4	18,2	16,2	17,7	18,2	15,8	16,5	18,1	16,2	17,4
c	1,3	1,5	2,7	2,3	3,5	2,6	3,0	2,2	3,3	2,3	2,3	1,5
b	6,9	11,9	6,4	9,0	16,3	9,8	11,6	15,0	13,30	13,0	6,4	9,5
s	72,2	67,6	73,4	73,0	63,9	69,8	67,0	66,8	66,8	66,5	75,1	71,5
f'	70,0	52,8	58,6	64,2	51,8	60,2	70,0	58,8	68,6	61,7	73,1	44,9
m'	18,0	21,0	40,8	31,7	29,9	29,3	22,5	26,8	24,6	24,8	9,2	28,3
c'	12,0	26,2	0,6	4,1	18,2	10,4	7,4	14,3	6,7	13,5	17,6	—
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26,8
n	71	75	67	66	71	68	62	66	68	67	70	65
Q	+3,9	−4,3	+9,4	+1,9	+8,1	+1,6	−5,2	+0,3	−2,8	−5,4	+15,4	+6,6
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	79,5	71,7	59,0	67,0	63,0	67,0	76,0	69,0	74,0	71,5	89,0	62,5
$\frac{100Na+K}{Al}$	88,5	86,5	76,0	75,0	69,0	77,0	75,0	74,0	71,0	80,0	78,0	76,0
$\frac{a}{a+c}$	94,0	93,0	87,0	89,0	82,0	86,0	86,0	87,0	83,0	89,0	87,5	92,0

Примечание. Номера образцов: 1 — КР-182; 2 — КР-196в; 3 — КР-180; 4 — КР-185; 5 — КР-186; 6 — КР-187а; 7 — КР-188д; 8 — КР-191а; 9 — КР-194б; 10 — КР-196-2; 11 — КР-199а; 12 — КР-204-5. В скобках — номера точек и векторов на диаграммах 33, 38.

количествах. В остальном же эти породы очень сходны: в тех и других вкрапленники представлены андезином (от № 30 до № 45 в разных дайках), а основная масса состоит из лейст красновато-бурого альбита, поэтому и породы в целом обладают красновато-бурой окраской. Характер распределения и размеры вкрапленников плагиоклаза обусловили гломеропорфировую или сериально-порфировую структуру. Вкрапленники андезина подвержены альбитизации, от чего они становятся пятнистыми или приобретают красно-бурую оторочку. Они также почти всегда серицитизированы, иногда замещаются карбонатом.

Основная масса, наряду с микролитовыми и пилотакситовыми, обнаруживает, особенно в плагиопорфирах района Бородино, микропойкилитовые и, реже, аллотриоморфные структуры. Наряду с альбитом в основной массе присутствуют в незначительных количествах хлорит, кварц, магнетит, почти всегда карбонат, а из акцессорных минералов — апатит, изредка циркон, сфен. Ворошиловские плагиопорфиры отличаются от бородинских тем, что они часто лучше раскристаллизованы, крупнозернистее, отсюда в них появляется таблитчато-зернистая структура основной массы, кроме того, они обладают более интенсивной красной окраской, в них иногда присутствуют единичные вкрапленники калишпата, но зато почти отсутствует кварц. Предполагается, что эти отличия обусловлены глубиной эрозионного среза даек. В районе Ворошилово наблюдались дайки альбитизированных диабазов, которые макроскопически выглядят как плагиопорфиры, они обладают такой же кирпично-красной окраской. Им свойственны аподиабазовые структуры основной массы.

Здесь коротко заметим, что к северу от с. Бородино вблизи фермы Палиндейка в эффузивах нижнего девона нами исследовалась пластовая залежь плагиопорфиров, которая ранее была известна по работе И. В. Лучицкого (1960). Она сложена лиловоцветными базокварцевыми миндалекаменными плагиопорфирами. Вкрапленники, как и в других участках, представлены исключительно альбитизированным плагиоклазом, основная кварц-хлорит-альбитовая масса бывает микролитовой или пилотакситовой, причем оба эти типа структур нередко наблюдаются в одном шлифе. Миндалинки выполнены кварцем и карбонатом, наряду с ними наблюдаются и кварц-карбонатные прожилки, ориентированные обычно вкрест трахитоидности.

Плагиопорфиры эти очень сильно варьируют по химическому составу (табл. 29) от средних до очень кислых ($s=70{,}5—77{,}8$), а по содержанию щелочей попадают как в поле нормальных пород, так и в поле щелочных (фиг. 38, 39, № 9—11, 22—27, 53—55), но в целом оказываются значительно кислее, чем плагиопорфиры оз. Буланкуль и горы Чащевитой. В отличие от последних Na_2O в них резко преобладает над K_2O ($n=76$).

Район горы Красной. Гора Красная располагается вблизи дер. Сон, несколько юго-западнее оз. Шира (рис. 25, участок 14). Она сложена гранитами, граносиенитами и сиенитами. Этот гранитоидный шток размещается в кембрийских карбонатных толщах вблизи девонских вулканогенных образований Минусы. Шток этот подробно описан В. Н. Довгалем в настоящей работе (см. стр. 59). В гранитоидах наблюдаются многочисленные дайки кирпично-красных плагиопорфиров, которые, впрочем, выходят и в карбонатное окружение, но практически не встречаются среди девонских эффузивов. В них, правда, наблюдался силл (пластовая залежь?) кирпично-красных пород, по составу и структурам близких к дайковым плагиопорфирам горы Красной. Последние на горе Красной пересекают дайки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров, также широко развитых в пределах гранитного массива (см. рис. 22). На горе Красной наряду с плагиопорфирами распространены и дайки диабазов, диабазовых и лабрадоровых порфиритов. Кстати, они очень широко распространены и в полях девона. Там, где удавалось наблюдать совместно дайки плагиопорфиров, диабазов и лабрадоровых порфиритов, они залегали параллельно друг другу, не пересекаясь. В одном случае наблюдалась сложная дайка, часть которой была сложена кирпично-красными плагиопорфирами, другая же — серовато-зелеными лабрадоровыми порфиритами. Последние подвергаются альбитизации и приобретают в контакте с плагиопорфирами буроватую окраску. Дай-

Таблица 29

Химический состав плагиопорфиров восточного обрамления Батеневского поднятия

Окисел	1(9)	2(10)	3(53)	4(54)	5(55)	6(11)	7(22)	8(23)	9(24)	10(25)	11(26)	12(27)
SiO_2	57,10	65,34	62,75	63,00	61,00	69,22	63,60	69,42	64,50	60,59	67,24	66,51
TiO_2	1,03	0,90	0,97	0,92	0,93	0,50	0,68	0,55	0,70	1,21	0,57	0,51
Al_2O_3	16,69	16,26	16,35	16,60	17,10	14,60	16,16	13,06	14,43	15,80	14,08	14,98
Fe_2O_3	5,15	3,23	3,37	2,86	4,79	1,38	2,86	2,72	2,23	5,70	4,16	4,17
FeO	0,86	0,72	1,58	1,32	1,00	1,36	3,20	2,66	4,26	3,42	2,08	3,26
MnO	0,03	0,11	0,12	0,10	0,09	0,06	0,10	0,12	0,08	0,14	0,07	0,06
MgO	0,41	0,33	1,40	0,95	2,77	—	1,21	0,47	1,73	1,75	0,47	0,77
CaO	6,50	2,09	2,40	3,82	1,90	1,97	1,34	3,94	2,01	2,33	0,16	0,99
Na_2O	4,64	6,66	6,46	5,40	6,46	5,20	4,53	5,09	5,07	5,35	6,76	6,17
K_2O	2,40	2,62	2,27	2,34	2,02	3,52	5,02	0,69	3,31	3,53	2,06	2,39
H_2O	0,46	0,24	—	—	—	0,32	0,74	0,52	0,77	0,89	0,74	—
P_2O_5	0,34	0,21	—	—	—	0,11	0,18	0,10	0,19	0,32	0,10	0,07
П. п. п.	4,54	1,76	2,05	2,17	2,71	2,04	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	99,66	99,72	99,48	100,77	100,28	99,62	99,34	99,28	101,03	99,49	99,88
a	14,6	18,3	17,6	15,6	17,0	16,4	17,1	11,9	15,8	16,7	17,5	16,5
c	4,7	1,7	2,2	3,5	2,3	1,7	1,6	2,6	1,6	2,2	0,2	1,2
b	10,2	5,0	7,6	6,7	10,9	3,4	8,6	7,7	9,6	11,8	6,8	8,4
s	70,5	75,0	72,5	74,1	70,0	78,5	72,7	77,8	73,0	69,3	75,5	73,9
f'	55,9	71,2	59,1	57,6	46,9	81,0	62,2	63,1	61,5	69,5	81,1	77,9
m'	7,1	11,0	31,2	24,4	42,8	0,01	23,6	9,7	30,1	24,7	10,9	14,3
c'	37,0	17,8	9,6	17,9	—	19,0	—	27,2	8,4	5,8	—	—
a'	—	—	—	—	10,2	—	14,2	—	—	—	8,0	7,9
n	75	79	81	78	83	70	58	92	70	70	83	80
Q	+7,1	+11,7	+7,6	+13,3	+7,4	+22,5	+9,6	+29,2	+12,8	+3,0	+15,8	+13,4
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	89,0	86,0	65,6	70,0	52,0	100,0	73,0	86,6	67,0	74,0	89,0	84,5
$\frac{100Na+K}{Al}$	60,0	84,0	80,0	68,0	74,0	84,6	79,0	69,5	82,0	79,4	95,0	85,0
$\frac{a}{a+c}$	76,0	91,5	89,0	82,0	88,0	90,7	91,5	82,0	91,0	88,3	99,0	93,0

Примечание. 1—5 — покров в районе фермы Палиндейки (1 — КР-239, 2 — КР-242, 3 — КР-227, 4 — КР-233, 5 — КР-240); 6 — дайка в районе с. Бородино (КР-250); 7 — район Боград; 8—12 (7—12 по И. В. Лучицкому, 1963) — район фермы Ворошилово (Волчий Лог). В скобках — номера точек и векторов на диаграммах 38 и 39.

ки плагиопорфиров на горе Красной имеют иное, нежели в других, уже описанных участках, простирание: оно близко к широтному, азимут простирания меняется от 80 до 110°, хотя отклонения бывают до 70° в одну сторону и до 120° в другую. Мощность самой крупной дайки здесь равна 7 м, но это исключение, обычно мощность колеблется в пределах 1—2 м. Среди плагиопорфиров распространены базокварцевые разности с гломеропорфировой или сериально-порфировой структурой. Вкрапленники (размер в среднем 0,4×2,0 мм) в них представлены андезином (№ 34—39), частично альбитизированным, но чаще серицитизи-

рованным. Основная масса, обладающая микролитовой структурой с элементами трахитоидности, сложена буровато-красным альбитом (размеры лейст 0,1×0,4 мм). В более крупнозернистых и хорошо раскристаллизованных разностях обнаруживаются и таблитчато-зернистые структуры, в них наблюдаются таблички альбита самого разного габитуса, от удлиненных до короткотаблитчатых. Помимо альбита в основной массе присутствует кварц, редкие чешуйки хлоритизированного биотита, хлорит, рудный минерал. Причем характер структур основной массы обнаруживается в скрещенных николях, а в проходящем свете это однородная красновато-бурая, плохо просвечивающая масса. Очень часто наблюдаются непросвечивающиеся бурые железистые продукты, судя по форме проявления, некоторые из них образовались по роговой обманке. В каждом шлифе плагиопорфира наблюдаются многочисленные кристаллы апатита.

В заключение нужно заметить, что с удалением от гранитного штока в карбонатных толщах дайки плагиопорфиров исчезают совсем.

Район ст. Шира. Этот участок расположен в 4—5 км юго-западнее ст. Шира (рис. 25, участок 15). Он интересен во многих отношениях. Во-первых, здесь видно налегание эффузивного девона на гранитоиды улень-туимского комплекса, во-вторых, девонские вулканогенные образования прорваны серией даек и небольшим штоком кирпично-красных пород, сходных с плагиопорфирами, и, в-третьих, в основании осадочной, девонской же, свиты, которая перекрывает нижележащие эффузивы, в конгломератах содержится галька этих же кирпично-красных пород (рис. 34). Надо сказать, что среди гранитоидов Туимо-Карышского района, которые слагают огромные поля к югу и юго-западу от ст. Шира (см. рис. 25), дайки плагиопорфиров встречаются редко. Нам, например, удалось встретить две дайки в районе Туима и несколько даек в верховьях рек Шебалык и Аспад.

В поле вулканогенного девона в районе ст. Шира дайки сохраняют северо-западное простирание, которое в общем согласуется со структурами в эффузивах. Среди последних преобладают покровы лиловоцветных базокварцевых плагиопорфиров, которые по составу и структурам сходны с плагиопорфирами района фермы Палиндейка. Они близки также к некоторым разновидностям плагиопорфиров, слагающих дайки и описанных для других участков. В этих покровах наблюдается ряд горизонтов туфов и туфолав (игнимбритоподобных пород), плагиопорфиров и риолитовых порфиров. Плагиопорфиры эти — существенно плагиоклазовые породы: вкрапленники представлены андезином № 34, они составляют около 25—30% объема породы, альбитизируются (отчего плагиоклаз приобретает красновато-бурую каемку), серицитизируются. Основная масса, состоящая исключительно из лейсточек альбита (размер лейст 0,01×0,06 мм), обладает пилотакситовой структурой, флюидальной текстурой и красновато-бурой окраской, какую мы вообще привыкли видеть в плагиопорфирах. В промежутках между лейстами альбита наблюдается в незначительных количествах кварц, рудная пыль. Мелкие миндалинки выполнены карбонатом, кроме того, наблюдаются гнезда и прожилочки вторичного кварца. В туфах, наряду с обломками таких плагиопорфиров, содержатся обломки отдельных минералов (пертита, плагиоклаза, кварца), которые цементируются фельзитовидной массой, иногда она плохо раскристаллизована, стекловатая. Обломки пород, минералов имеют остроугольные очертания, не оплавлены, не окатаны. Особенно интересно то, что среди обломков плагиопорфиров встречаются разности, очень похожие на дайковые плагиопорфиры в полях раннепалеозойских гранитоидов. Очень характерны многочисленные прожилки, жилки, пятна неправильной формы, выполненные

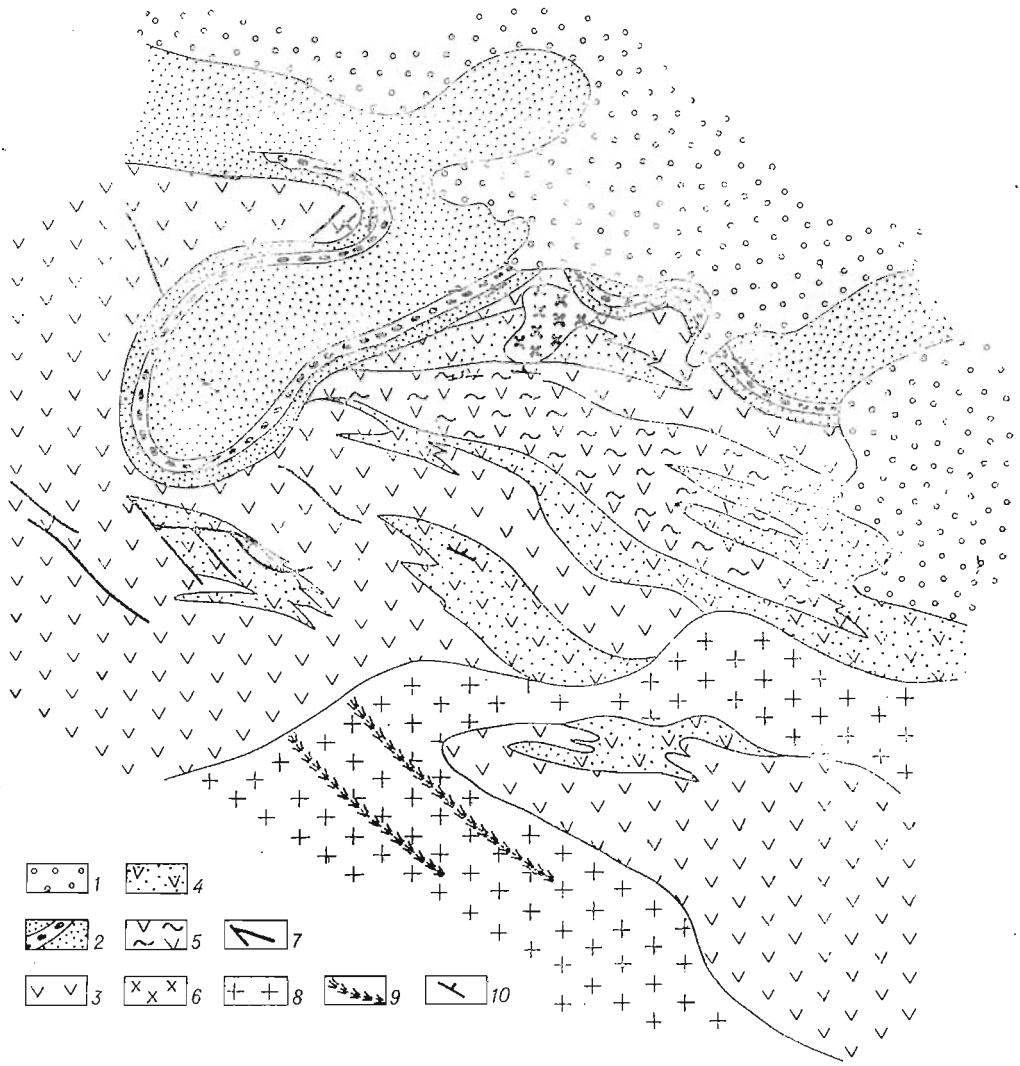


Рис. 34. Схематическая геологическая карта участка развития плагиопорфиров в районе ст. Шира.

1 — четвертичные отложения; *2* — осадочная толща (D_2?) с конгломератами в основании; *3, 4, 5* — нижнедевонская вулканогенная толща (*3* — покровы лиловоцветных плагиопорфиров, риолитовых порфиров и др., *4* — туфобрекчии, туфы плагиопорфиров, *5* — туфолавы плагиопорфиров); *6* — шток кварцевых микросиенит-порфиров; *7* — дайки кв. микросиенит-порфиров, плагиопорфиров; *8* — граниты раннепалеозойского улень-туимского комплекса; *9* — зоны кварцитов в гранитах; *10* — элементы залегания слоистости.

гранобластовым агрегатом кварца. Туфолавы — очень характерные породы: на светлом, пепельно-сером фоне резко выделяются вытянутые и ориентированные лиловоцветные, красноватые уплощенные, линзообразные «фьяме», а также мелкие изометричные обломки отдельных минералов. В шлифах видно, что основная фельзитовидная масса со следами течения содержит множество обломков плагиопорфиров с пилотакситовой структурой, плагиоклаза, кварца, пертитового калишпата, микросиенит-порфиров. Обломки все округлые, острые углы сглажены, основная масса насыщена мелкой сыпью рудного минерала (зерна 0,02—0,04 мм). У многих обломков наблюдаются узкие, красно-бурые оторочки.

Упоминавшийся выше шток, прорывающий все эти эффузивы, имеет размеры 150—250 м и сложен кирпично-красными кварцевыми

микросиенит-порфирами, которые внешне сходны с плагиопорфирами. Но в них, в отличие от всех других плагиопорфиров, в качестве вкрапленников содержится пертитовый калишпат, пертитовые вростки в котором выполнены красным альбитом. Вкрапленники калишпата обычно образуют гломеропорфировые сростки. Основная микропойкилитовая масса состоит из аллотриоморфных зерен кварца и калишпата, проросших многочисленными и очень мелкими (0,02×0,08 мм) лейстами красно-бурого альбита. Вокруг вкрапленников калишпата часто наблюдается агрегат мельчайших чешуек хлоритизированного биотита. В породе, кроме того, много гранобластовых агрегатов вторичного кварца. Среди даек, прорывающих эффузивы, также встречаются кварцевые микросиенит-порфиры, совершенно аналогичные породам штока. Вместе с тем встречаются дайки, в которых в качестве вкрапленников наблюдаются как пертитовые калишпаты, так и плагиоклаз. И, наконец, есть дайки, которые содержат фенокристы одного лишь плагиоклаза (андезин № 38), они по составу соответствуют базокварцевым плагиопорфирам. В них содержатся редкие псевдоморфозы хлорита по роговой обманке. Совместно с ними наблюдаются многочисленные зерна апатита и магнетита.

Таким образом, несмотря на то, что внешне все эти породы сходны между собой и все они похожи макроскопически на описанные ранее кирпично-красные плагиопорфиры, они значительно кислее и щелочнее: среди них преобладают настоящие кварцевые микросиенит-порфиры.

Из конгломерата в основании осадочной свиты девона были собраны многочисленные гальки кирпично-красных пород. Шлифы показали их довольно разнообразный состав. В частности, были встречены кварцевые микросиенит-порфиры, кварцевые плагиопорфиры, туфолавы плагиопорфиров, фельзит-порфиры, микрогранит-порфиры, мелкозернистые плагиосиениты. И, конечно же, среди них есть породы, аналогичные тем, которые слагают шток и дайки в нижележащей вулканогенной толще.

Район руч. Курук-Жул (левый приток р. Белый Июс, впадающий почти против дер. Ефремкино, рис. 25, участок 16). Участок этот интересен тем, что в левом борту руч. Курук-Жул в основании разреза ряд даек плагиопорфиров прорывает раннепалеозойские гранитоиды улень-туимского комплекса, выше же на склонах дайки секут нижнедевонские туфобрекчии и туфы плагиопорфиров, которые перекрывают здесь эти раннепалеозойские гранитоиды. Еще выше, на прилегающих к ручью слева вершинах, вскрывается покров кирпично-красных плагиопорфиров. Таким образом, нет никаких сомнений, что прорывающие граниты внизу у самого ручья дайки плагиопорфиров являются подводящими каналами для вскрывающихся выше покровных плагиопорфиров. Простирание даек часто меняется от 130 до 210°, но все же общее простирание выдерживается около 170°. Мощность даек меняется от 1 до 10 м. В одном случае наблюдалась дайка мощностью 20 м, от которой отходили ответвления-апофизы мощностью в 2—3 м.

Среди даек данного участка встречаются разности, сложенные типичнейшими плагиопорфирами, такими же, какие встречаются в гранитных полях, скажем, на оз. Буланкуль или на горе Чащевитой. Правда, здесь наряду с бескварцевыми разностями встречаются и базокварцевые. Но в тех и других вкрапленники представлены одним лишь плагиоклазом (от № 30 до № 45 в разных дайках). Количество вкрапленников варьирует от единичных кристаллов в одних дайках до 20—30% в других. При этом наибольшее количество вкрапленников наблюдается в более мощных дайках. Размеры их также самые разные: от 0,1×0,4 мм до 1,0×3,0 мм, и, как обычно, они образуют гломеропорфировые сростки. Они слабо альбитизируются (покраснение), серицитизи-

руются (часто очень сильно). На фоне плохо просвечивающейся красно-бурой основной массы они выглядят прозрачными «окнами». Да и макроскопически вкрапленники хорошо выделяются на темном красно-буром фоне основной массы своей светлой окраской. Наряду с фенокристами плагиоклаза встречаются еще псевдовкрапленники кварца, но гранобластический агрегат зерен его производит впечатление вторичного, тем более, что кварц наблюдается и в виде прожилков, сложенных таким же гранобластическим агрегатом зерен. Редкие чешуйки биотита или хлоритизированы, или обесцвечены с образованием эпидота, карбонатов.

Основная масса плагиопорфиров чаще всего бывает микролитовой, реже пилотакситовой или микропойкилитовой, часто с элементами флюидальности, и всегда окрашена в красно-бурый цвет. Главным компонентом основной массы является альбит, лейсты его обычно очень мелкие (0,02×0,08 мм; 0,02×0,3 мм). В базокварцевых разностях с микропойкилитовой структурой наблюдается кварц-фельзитовый базис. В других разностях в интерстициях в незначительных количествах также присутствует кварц, затем, хлорит, карбонаты. Карбоната вообще в этих породах очень много, иногда он образует псевдоморфозы по плагиоклазу вкрапленников, часто идет с кварцем и хлоритом в прожилочках, редких миндалинках. В породах всегда присутствует апатит, магнетит, последний в целом редок.

В туфобрекчиях, которые прорваны дайками описанных выше плагиопорфиров, преобладают угловатые, часто треугольные обломки типичнейших плагиопорфиров с микролитовой или пилотакситовой красно-бурой основной массой. В них, кроме того, отмечаются обломки альбитизированных диабазов, фельзитов, микросиенитов; карбонатные обломки, обломки отдельных минералов (кварца, серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза, пертитового калишпата). Крупность обломков колеблется от 1—5 мм до 5—6 см. Цемент в туфобрекчиях кремнистый, фельзитовидный, буроватый.

Туфобрекчии вверх по склону сменяются покровом базокварцевых плагиопорфиров. Это такие же красновато-бурые породы, которые макроскопически не отличаются от всех дайковых плагиопорфиров. Несмотря на то, что внешне породы покрова очень однообразны, изучение в шлифах показало, что покров этот дифференцирован. Наряду с базокварцевыми плагиопорфирами обнаружились кварцевые микросиенит-порфиры, которые отличаются от первых многочисленными вкрапленниками пертитового калишпата. Да и в самих плагиопорфирах неодинаково содержание вкрапленников плагиоклаза (от 2—3 до 20%), несколько отличается и характер микроструктур в разных участках. Плагиоклаз вкрапленников здесь, так же как и в других дайках, представлен андезином № 30. Размер фенокристов меняется от 0,1×0,3 до 1,0×2,0 мм, реже больше. Они, как всегда, образуют гломеропорфировые скопления. Кроме плагиоклаза в виде псевдовкрапленников почти всегда присутствует кварц, образующий, впрочем, и микропрожилочки. Иногда присутствуют редкие чешуйки хлоритизированного биотита. Основная масса чаще бывает микропойкилитовой, реже микролитовой, но и в том и в другом случае часто наблюдается флюидальность. Основная масса, как обычно, сложена лейстами буренького альбита (размер лейст 0,01×0,04 мм), к нему примешивается хлорит и очень много карбоната. Последний часто выполняет и миндалинки совместно с хлоритом и кварцем. Описываемый покров плагиопорфиров занимает самую верхнюю часть видимого здесь разреза девонских вулканогенных отложений.

В правом борту руч. Курук-Жул вскрываются древние карбонатные толщи, в них уже дайки плагиопорфиров не встречаются. Не были

Химический состав плагиопорфиров

Окисел	1(94)	2(95)	3(96)	4(97)	5(98)	6(99)	7(100	8(101)	9(102)
SiO_2	60,00	63,50	66,00	70,00	63,50	61,00	63,50	66,00	65,00
TiO_2	0,92	0,69	0,62	0,48	0,76	0,96	0,76	0,70	0,68
Al_2O_3	17,40	18,30	15,05	15,40	16,80	16,70	17,00	15,20	16,00
Fe_2O_3	3,01	2,45	2,55	1,87	2,00	2,94	2,82	2,65	2,96
FeO	3,03	2,12	1,67	1,97	2,27	3,18	2,19	2,12	1,89
MnO	0,12	0,10	0,09	0,14	0,15	0,19	0,14	0,10	0,14
MgO	2,42	1,63	0,30	0,45	1,00	2,25	1,05	1,45	1,10
Cao	1,95	2,20	2,95	1,00	2,65	2,82	2,22	2,20	2,06
Na_2O	4,97	4,36	4,12	4,84	4,00	4,24	5,00	5,40	4,88
K_2O	3,26	3,06	3,60	2,34	3,38	2,73	3,43	2,89	3,82
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	2,57	2,01	2,99	1,47	2,79	3,04	1,58	1,17	2,24
Сумма	99,65	100,42	99,94	100,06	99,30	100,05	99,69	99,88	100,77
a	15,9	13,1	14,5	13,4	14,1	13,1	16,1	16,0	16,3
c	2,4	2,6	3,0	1,9	3,3	3,5	2,7	2,1	2,5
b	12,3	11,9	5,1	7,7	8,1	11,9	7,8	7,3	6,5
s	69,4	71,7	77,4	77,0	74,5	71,1	73,4	74,7	74,7
f'	52,3	34,7	76,7	56,5	49,2	48,7	59,4	59,3	69,1
m'	33,0	22,7	9,6	9,4	21,6	32,5	22,9	33,3	28,9
c'	—	—	13,7	—	—	—	—	7,3	—
a'	19,3	42,6	—	34,1	29,2	18,8	17,7	—	2,0
n	72	68	63	76	64	70	69	74	66
Q	+4,6	+13,2	+22,8	+25,3	+17,5	+11,8	+11,8	+15,5	+14,1
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	61,4	60,4	89,0	86,0	70,0	60,0	72,0	64,0	70,5
$\frac{100Na+K}{Al}$	68,0	57,0	75,5	67,5	61,0	58,0	70,0	79,0	75,0
$\frac{a}{a+c}$	87,0	84,0	83,0	88,0	81,0	80,0	86,0	88,0	86,5

Примечание. Район руч. Курук-Жул (дер. Ефремкино): 1 — КР-729; 2 — КР-731; 3 — КР-732; Район ст. Шира; 12 — КР-765 (дайка); 13 — КР-757; 14 — КР-758 (оба из покрова); 15 — КР-759-1; 21 — КР-775; 17—21 — дайки. В скобках — номера точек

встречены плагиопорфировые дайки и по рекам Сыстык-Жул, Мал. Сыя, вверх по р. Белый Июс. И только в пределах Белоиюсского гранитоидного плутона, выше устья р. Бол. Сыя, в правом борту р. Белый Июс наблюдалась дайка красно-бурых плагиопорфиров мощностью 5 м, простирающаяся по азимуту 180°. Этим подтверждается, что с удалением от полей вулканогенного девона сокращается количество плагиопорфировых даек.

Для района ст. Шира и руч. Курук-Жул имеется 21 анализ плагиопорфиров, кварцевых плагиопорфиров; кварцевых микросиенит-порфиров (табл. 30). Породы этих двух размещающихся поблизости участков,

Таблица 30

района ст. Шира и руч. Курук-Жул

10(103)	11(104)	12(105)	13(106)	14(107)	15(108)	16(109)	17(110)	18(111)	19(112)	20(113)	21(114)
60,00	67,00	70,30	69,00	64,50	69,00	71,00	64,00	68,00	68,10	70,50	71,75
0,67	0,39	0,26	0,54	0,75	0,15	0,18	0,82	0,10	0,32	0,14	0,25
18,60	17,40	17,00	15,40	18,00	16,60	14,80	17,45	15,85	15,45	14,50	15,20
2,86	1,78	0,80	2,53	2,03	1,40	1,37	3,24	1,23	1,51	1,37	1,00
2,58	1,83	1,06	1,51	1,06	1,36	1,29	1,59	1,82	1,21	1,97	1,36
0,14	0,09	0,05	0,08	0,09	0,09	0,09	0,15	0,07	0,16	0,09	0,09
1,35	0,93	0,15	0,35	0,45	0,10	0,10	1,20	0,50	1,10	0,30	0,18
3,05	0,75	0,60	0,80	1,80	0,60	0,56	1,10	0,62	2,42	0,70	0,80
5,00	4,88	3,87	1,86	8,24	4,26	3,97	6,98	3,36	2,47	3,78	3,78
3,36	3,74	5,22	7,11	1,71	5,65	5,78	1,92	4,60	3,48	6,16	4,90
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,47	1,61	1,09	0,97	1,42	0,22	0,52	1,60	1,54	4,12	0,43	1,04
101,08	100,39	100,85	100,15	100,05	99,43	99,66	100,05	97,69	100,34	99,94	100,35
16,3	15,6	15,4	14,0	20,5	17,1	16,7	17,8	13,8	10,5	16,9	14,9
3,8	0,9	0,7	0,9	1,7	0,7	0,6	1,3	0,7	2,9	0,8	0,9
9,2	9,8	6,9	8,3	4,0	5,8	3,9	8,8	9,2	8,8	4,0	5,3
70,7	73,7	76,9	76,7	73,7	76,4	78,8	72,1	76,2	77,7	78,3	78,8
56,4	32,6	24,1	42,9	70,0	43,3	62,2	49,2	30,4	29,5	76,3	40,4
25,6	15,4	3,5	6,9	18,8	2,8	4,2	22,6	9,0	21,2	12,4	5,5
—	—	—	—	11,2	—	—	—	—	—	—	—
17,9	51,9	72,4	50,0	—	53,8	33,5	28,2	60,4	49,2	11,3	54,0
69	66	53	28	88	53	51	84	52	52	48	54
+4,9	+15,3	+22,2	+24,5	+4,5	+17,9	+23,5	+7,2	+23,9	+31,6	+22,1	+27,0
67,5	68,0	87,0	86,0	90,0	94,0	94,0	68,6	77,0	58,0	86,0	88,0
64,0	68,0	70,0	68,0	85,0	78,0	87,0	77,0	65,0	50,0	89,0	75,0
80,0	95,0	96,0	94,0	92,5	96,0	84,0	93,0	95,0	78,5	95,0	94,0

4 — КР-733; 5 — КР-736; 6 — КР-737; 7 — КР-740; 8 — КР-741; 9 — КР-742; 10 — КР-745; 11 — КР-746; 16 — КР-759-2 (оба из штока); 17 — КР-759-3 (покров); 18 — КР-760-2; 19 — КР-761; 20 — КР-763; и векторов на диаграммах 35, 38, 39.

оказываются самыми кислыми из всех наших плагиопорфиров. Бо́льшая часть точек на диаграмме (см. рис. 38, 39, точки 94—114) попадает в поле кислых пород и меньшая — в поле средних. Но и в последнем они смещены вправо, ближе к полю кислых пород. Причем две точки (97 и 105) совпадают с точкой среднего гранита (по Дэли), а три (109, 113, 114) размещаются даже значительно правее. Таким образом, большая часть пород района ст. Шира и руч. Курук-Жул отвечает по составу гранитам. Среди них есть и три анализа эффузивов (101, 102, 106). Но с другой стороны, из 21 анализа только две точки оказываются выше щелочной линии (см. рис. 39, 107, 109). Очень характерной чертой плагиопорфиров

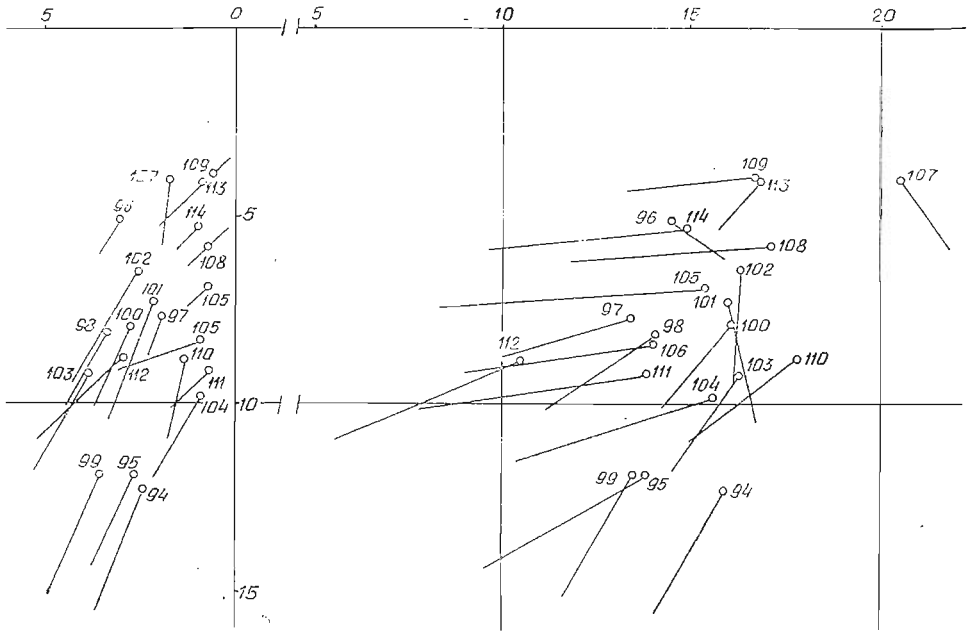


Рис. 35. Диаграмма химических составов плагиопорфиров и кварцевых микросиенит-порфиров (по А. Н. Заварицкому) района ст. Шира и руч. Курук-Жул. Цифры означают номера анализов в табл. 33.

этого района является сильная пересыщенность их глиноземом (рис. 35). Из 21 анализа только три оказались нормальными (характеристика *c'*), тогда как векторы остальных резко наклонены влево, вплоть до горизонтального положения. Такой сильной пересыщенности глиноземом не наблюдалось ни в одной группе плагиопорфиров в Кузнецком Алатау, но эта черта очень характерна также и для плагиопорфиров района г. Красноярска.

Район руч. Чеснокова (см. рис. 25, участок 17). Ручей этот впадает в р. Черный Июс примерно против дер. Секта, что выше оз. Ошколь. По руч. Чеснокова, особенно в его верховьях и на водоразделе с р. Сухой Сабулой, уже на спуске в последнюю очень широко распространены дайки кирпично-красных пород. Хотя азимут простирания у них и варьирует от 130 до 220°, но совершенно отчетливо преобладает азимут простирания 160—170°. Вмещающими их породами, по крайней мере вблизи устья руч. Чеснокова, являются биотитовые сиениты и сиенито-диориты, причем биотит бывает обильным (до 15—20% объема породы). А вот в 5 км южнее по руч. Пелагейкина, впадающему в р. Черный Июс слева, ни одной дайки встречено не было, несмотря на самые тщательные поиски. Здесь по левому борту ручья идут великолепные, порой непрерывные обнажения раннепалеозойских гранитов. Судя по простиранию даек и полосы в целом на руч. Чеснокова, дайки должны бы протянутся на руч. Пелагейкин, и здесь мы ожидали их встретить, но, как уже говорилось, по этому ручью не было встречено ни одной дайки плагиопорфиров. Случайно это или нет, но в одном и том же гранитоидном плутоне среди пород повышенной щелочности присутствуют многочисленные дайки плагиопорфиров, в полях же нормальных гранитов они отсутствуют.

По руч. Чеснокова и в правом борту р. Сухая Сабула наряду с кирпично-красными плагиопорфирами присутствуют многочисленные

дайки альбитизированных диабазов, обладающих такой же окраской, как и плагиопорфиры. Они отличаются от плагиопорфиров, по существу, лишь характером микроструктур: в дайках альбитизированных диабазов — это аподиабазовые структуры, тогда как в плагиопорфирах обычны микролитовые и пилотакситовые структуры основной массы. Среди альбитизированных диабазов встречаются и настоящие альбититы.

Плагиопорфиры руч. Чеснокова в общем аналогичны уже неоднократно описанным раньше: это породы с вкрапленниками красноватого альбита и красновато-бурой же основной массой, состоящей из лейст альбита, интерстиции между которыми заполнены хлоритом.

Район пос. Сарала (см. рис. 25, участок 18). Дайки приурочиваются здесь к раннепалеозойскому Саралинскому гранитоидному плутону. По данным А. Н. Дистановой (Кузнецов и др., 1971), Саралинский плутон хотя и сложен главным образом гранодиоритами и гранитами (50—55%), сиенитовые и близкие к ним разности пород занимают до 30—40% площади плутона. Дайки кирпично-красных плагиопорфиров изредка встречаются в пределах всего этого огромного плутона (около 650 км^2), но наибольшая концентрация их наблюдается в пределах двух полей. Первое поле расположено в правобережье р. Сабула и левобережье р. Сарала, на площади от устья р. Сабула до устья р. Юзек, второе — в среднем течении р. Печище. В том и другом случае дайки слагают субпараллельные пучки северо-западного простирания. В правобережье р. Сабула дайки прорывают порфировидные граниты и так же, как и в других районах, простираются по азимуту 160—180° (рис. 36). Любопытно, что в аналогичных гранитах в левобережье р. Сабула не было встречено ни одной дайки. Граниты, вмещающие дайки, почти всегда оказываются сильно катаклазированными, трещиноватыми, выветрелыми. В левобережье р. Сарала, в менее залесенной части, дайки хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам. Мощность их колеблется в пределах 1—2 м, но изредка встречаются дайки мощностью 10—15 м. В районе р. Сарала, наряду с типичными плагиопорфирами, широко развиты альбитизированные диабазы, красно-бурая окраска которых делает их неотличимыми макроскопически от плагиопорфиров. Кроме того, встречаются разности, переходные от плагиопорфиров к сиенит-порфирам, а иногда, судя по данным И. К. Баженова (1945), и настоящие сиенит-порфиры. Впрочем, это подтверждается и химическими анализами: некоторые пробы показали высокое содержание K_2O и явное преобладание его над натрием (см. табл. 31). Но отличить дайки очень трудно (возможно лишь в шлифах), а порой невозможно, так как красно-бурая окраска настолько интенсивна, что теряются даже контуры зерен. Среди плагиопорфиров преобладают базокварцевые разности. Вкрапленники в них представлены андезином № 30—32, отчасти альбитизированным, серицитизированным. Обычно кристаллы его группируются, образуя гломеропорфировые скопления. Надо сказать, что вкрапленники в саралинских плагиопорфирах менее обильны, чем в плагиопорфирах других районов. Основная масса чаще всего бывает микролитовой с элементами трахитоидности. Она сложена микролитами красного альбита, интерстиции между которыми заполняются кварцем, хлоритом, карбонатом, эпидотом. Других темноцветных, кроме хлорита, нет. В некоторых разностях вкрапленники представлены альбитом, а в основной массе появляется калишпат; кроме того, в них наблюдаются мелкие многочисленные, часто игольчатые кристаллы темного, сине-зеленого, почти не плеохроирующего амфибола. Калишпат основной массы бывает обычно ксеноморфным по отношению к альбиту и окрашен интенсивно, так же как и альбит, в буровато-красный цвет. Такие разности ближе уже к

Рис. 36. Схема размещения даек в районе пос. Сарала.

1 — четвертичные отложения; *2* — карбонатные образования среднего девона (бейская свита); *3* — дайки плагиопорфиров и альбитизированных диабазов; *4* — раннепалеозойские гранитонды Саралинского плутона.

сиенит-порфирам. Альбитизированные диабазы характеризуются аподиабазовыми структурами: плагиоклаз основной массы целиком или частично альбитизируется, приобретая красную окраску, вкрапленники плагиоклаза лишь отчасти альбитизированы и деанортизированы, замеры указали на андезин № 39. Темноцветный минерал в них полностью замещен хлоритом, кроме него в основной массе присутствует рудный минерал и в значительных количествах — карбонат.

По плагиопорфирам Саралинского района имеется 12 химических анализов. Они показали большие колебания в химическом составе пород, отчего на диаграммах (см. рис. 38, 39; точки 15, 16, 29, 61—68, 121) наблюдается большой разброс точек. Часть их размещается в поле кислых пород, часть — в поле средних, но здесь они сдвинуты вправо (см.

Таблица 31

Химический состав плагиопорфиров района пос. Сарала

Окисел	1(61)	2(62)	3(63)	4(64)	5(65)	6(66)	7(67)	8(68)	9(29)	10(15)	11(16)	12(121)
SiO_2	65,50	66,00	61,50	62,50	62,00	66,50	60,50	55,30	62,93	67,80	63,72	61,41
TiO_2	0,45	0,61	0,56	0,60	0,90	0,66	0,60	1,22	0,66	0,31	0,71	0,96
Al_2O_3	16,20	16,00	16,40	15,60	16,00	14,75	16,20	19,35	17,46	15,01	16,37	15,26
Fe_2O_3	2,23	5,58	4,16	2,91	3,07	2,44	5,22	5,58	4,16	2,92	2,98	7,04
FeO	1,78	0,76	3,37	3,10	2,42	2,76	2,69	1,55	2,00	0,86	2,29	1,26
MnO	0,07	0,07	0,04	0,07	0,06	0,10	0,06	0,08	0,27	0,04	0,07	0,32
MgO	1,00	0,25	1,60	1,15	1,90	0,75	1,65	2,05	0,72	0,08	1,17	0,34
CaO	0,60	0,80	0,60	1,75	1,30	1,75	1,20	2,85	0,66	0,93	0,69	1,74
Na_2O	2,39	3,55	3,18	2,39	4,96	5,45	0,91	5,70	4,46	5,56	5,57	5,91
K_2O	7,90	3,73	6,31	7,70	4,82	3,78	8,08	4,11	5,03	5,00	4,63	3,70
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00	0,38	0,38	2,10
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,15	0,29
П. п. п.	2,21	2,95	1,66	1,80	2,17	1,33	2,45	2,66	—	1,18	1,18	—
Сумма	100,33	100,30	99,38	99,57	99,60	100,27	99,56	100,45	100,15	100,15	99,98	100,33
a	16,5	13,0	16,0	16,80	18,0	17,1	13,8	19,3	16,8	19,2	18,8	18,4
c	0,7	0,9	0,7	2,2	1,6	1,1	1,5	3,6	0,8	0,3	0,8	1,1
b	8,7	12,0	13,7	7,8	8,6	6,9	15,0	10,7	11,5	4,0	8,4	9,0
s	73,9	74,0	69,6	73,2	71,8	74,8	69,7	66,5	70,9	76,5	72,0	71,5
f'	41,2	45,4	49,0	71,8	58,2	67,9	47,3	61,6	48,9	77,7	53,4	82,6
m'	19,0	3,4	19,5	25,4	37,6	17,9	18,7	33,8	10,4	4,8	23,0	6,1
c'	—	—	—	—	—	14,0	—	—	40,7	17,5	—	11,3
a'	39,6	51,1	31,4	2,7	4,1	—	33,9	4,5	—	—	23,6	—
n	31	59	43	32	61	69	15	68	58	63	65	71
Q	+14,2	+21,2	+6,5	+10,6	+5,8	+14,1	+10,3	−9,1	+7,4	+14,3	+5,6	+5,1
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	68,0	93,0	72,0	74,0	61,0	78,0	72,0	65,0	82,5	94,0	70,0	93,0
$\frac{100Na+K}{Al}$	77,5	60,5	74,0	79,0	82,0	89,0	63,0	72,0	72,5	97,0	87,0	89,4
$\frac{a}{a+c}$	96,0	94,0	96,0	89,0	92,0	94,0	91,0	84,0	96,0	98,5	96,0	95,0

Примечание. Номера образцов: 1 — КР-298; 2 — КР-299; 3 — КР-408; 4 — КР-410-1; 5 — КР-406-1; 6 — КР-410-2; 7 — КР-413; 8 — КР-431; 9 — по И. В. Лучицкому (1960); 10 — КР-296; 11 — КР-416; 12 — по И. К. Баженову (1963). В скобках — номера точек и векторов на диаграммах 38, 39.

рис. 39), и, таким образом, саралинские плагиопорфиры оказываются кислее, чем буланкульские плагиопорфиры и плагиопорфиры горы Чащевитой, хотя все они размещаются в пределах плутонов раннепалеозойских гранитоидов. По значению щелочного модуля половина точек (шесть из двенадцати) попадает выше щелочной линии, но характерной особенностью саралинских плагиопорфиров является преобладание калия над натрием (среднее $n=53$). Это единственная группа пород из всех плагиопорфиров Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна с таким соотношением щелочей. Кроме того, саралинские плагиопорфиры, так

же как и плагиопорфиры района ст. Шира и руч. Курук-Жул, пересыщены глиноземом (в 9 анализах характеристика a' и только в трех — c').

Район горы Вознесенской (см. рис. 25, участок 20). Крупный шток плагиопорфиров на горе Вознесенской в юго-восточной части Копьевского антиклинального поднятия в свое время упоминался И. В. Лучицким (1960) и иллюстрировался соответствующими зарисовками. К этому мы лишь добавим, что шток этот обладает значительно большими размерами, чем это изображено на зарисовках И. В. Лучицкого. На площади, по крайней мере, в 6 км^2 встречались в свалах, отдельных выходах, курумниках одни лишь плагиопорфиры. Помимо обнажений в правом борту руч. Амбарного плагиопорфиры слагают все юго-западные отроги горы Вознесенской, вершину горы и северо-западные склоны. Обломки и глыбы красновато-бурых плагипорфиров встречались в русле руч. Амбарного на протяжении еще двух километров выше обнажения интрузивного тела, выходящего в правом борту ручья. Впрочем, не исключено, что здесь мы имеем дело с целым рядом мелких интрузивных тел: условия обнаженности таковы, что решить однозначно этот вопрос трудно. Непосредственно в контактах штока наблюдаются трахиандезиты и лабрадоровые порфириты нижнего девона, которые прорываются интрузивными плагиопорфирами штока. Плагиопорфиры Вознесенского штока могут служить в известной мере эталоном этого типа пород. Это красновато-бурые породы порфирового сложения, вкрапленники в них представлены исключительно плагиоклазом (альбит № 6—9), гломеропорфировые сростки которого резко выделяются на фоне основной массы (последняя как раз и окрашена в красно-бурый цвет), тогда как вкрапленники светлые, прозрачные, лишь каемки бывают бурыми. Но зато он карбонатизируется и серицитизируется очень сильно, даже нацело. Количество вкрапленников колеблется в пределах 10%. Почти во всех шлифах в виде вкрапленников наблюдается опацитизированный темноцветный минерал; судя по вытянутым игольчатым кристаллам, это был амфибол, который теперь целиком замещен рудной сыпью, карбонатом, хлоритом, серицитом. Основная масса, состоящая из лейст альбита, обладает микролитовой или пилотакситовой структурой, лейсты эти очень мелкие (0,04×0,2 мм), часто образуют флюидальные «потоки». Правда, в некоторых разностях альбит основной массы лишен кристаллографических очертаний, и тогда структура напоминает аллотриоморфнозернистую. В основной массе в интерстициях при больших увеличениях обнаруживается кварц, иногда в значительных количествах (размер зерен 0,01 и даже до 0,006 мм). Изредка совместно с гломеропорфировыми скоплениями карбонатизированного плагиоклаза наблюдаются и более крупные зерна кварца, но он производит впечатление вторичного. Иногда это округлые псевдовкрапленники (0,5 мм), состоящие из агрегата гранобластовых зерен. Во вкрапленниках и основной массе этих пород калишпат не наблюдается. В основной массе присутствует очень много хлорита, карбоната, серицита, редкие чешуйки измененного биотита, очень часты бурые, плохо просвечивающие «потеки» окислов железа. Всегда присутствует апатит и редко — магнетит.

В целом породы штока очень однообразны, выдержаны по составу, внешнему облику, незначительные отклонения касаются лишь микроструктурного и текстурного рисунка пород. По химическому составу плагиопорфиры этого штока довольно компактно укладываются в поле средних пород в правой ее части (см. рис. 39, точки 13, 14, 21, 28, 56—60), но в поле кислых пород ни одна точка не попадает (табл. 32). Любопытно, что в свое время именно эти породы И. П. Рачковский выделил как трахиандезиты (Лучицкий, 1960), а вот на диаграмме

Таблица 32

Химический состав плагиопорфиров штока горы Вознесенской

Окисел	1(56)	2(57)	3(58)	4(59)	5(28)	6(21)	7(13)	8(14)	9(60)
SiO_2	61,80	61,50	61,50	62,50	60,27	62,03	61,66	62,10	64,50
TiO_2	0,93	0,86	0,82	0,87	0,31	0,72	0,90	0,83	0,75
Al_2O_3	17,60	15,80	19,00	19,00	18,07	15,88	16,78	16,56	16,35
Fe_2O_3	2,29	3,16	2,99	3,21	4,90	3,80	2,94	3,84	3,54
FeO	1,24	1,12	1,20	0,98	1,20	2,58	1,44	1,15	0,82
MnO	0,05	0,09	0,09	0,11	0,20	0,06	0,14	0,13	0,06
MgO	1,68	1,30	1,53	1,30	1,43	0,61	1,08	1,00	1,20
CaO	3,25	4,05	2,00	1,85	3,88	1,48	2,20	1,04	1,85
Na_2O	6,70	5,06	6,21	5,50	4,71	5,32	6,30	6,84	5,72
K_2O	0,77	2,98	3,26	3,20	3,08	3,22	3,00	3,96	3,02
H_2O	—	—	—	—	1,58	3,95	0,42	0,38	—
P_2O_5	—	—	—	—	0,16	0,28	0,25	0,29	—
П.п.п.	1,18	3,46	1,07	1,70	—	—	2,34	1,60	1,92
Сумма	97,49	99,40	99,67	100,22	99,79	99,93	99,43	99,72	99,73
a	16,4	15,9	18,4	16,6	15,5	16,8	18,7	20,8	17,0
c	3,9	2,9	2,4	2,2	4,9	1,8	2,2	0,7	2,2
b	6,3	8,4	8,5	10,0	8,2	8,5	6,6	6,9	6,3
s	73,3	72,7	70,6	71,1	71,4	72,9	72,5	71,6	74,3
f'	51,9	47,2	44,2	37,1	69,0	69,7	62,5	66,6	61,1
m'	46,4	26,9	30,3	21,6	30,2	12,3	29,0	25,3	32,1
c'	1,7	25,8	—	—	0,8	—	8,5	8,1	—
a'	—	—	25,4	41,2	—	18,0	—	—	6,6
n	93	72	74	72	70	71	76	73	74
Q	+9,8	+10,7	+1,9	+6,8	+6,9	+11,1	+6,4	+0,9	+12,2
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	53,0	64,0	63,0	63,0	70,0	85,0	68,0	73,0	65,5
$\frac{100Na+K}{Al}$	67,0	79,0	72,0	66,0	61,6	77,5	82,0	94,0	78,0
$\frac{a}{a+c}$	81,0	85,0	88,5	88,0	76,0	90,0	90,0	97,0	89,0

Примечание. Номера образцов: 1 — КР-266, 2 — КР-268, 3 — КР-281, 4 — КР-283, 5, 6 — по Лучицкому (1960), 7 — КР-274, 8 — КР-295, 9 — КР-293. В скобках — номера векторов и точек на диаграммах 38, 39.

(см. рис. 39) они, пожалуй, ближе к собственно трахитам. Из вознесенских плагиопорфиров только три точки размещаются выше линии, разделяющей породы шелочного и нормального рядов, и только один анализ (№ 14) показал высокое значение щелочного модуля (0,94). Интересно, что содержание K_2O во всех анализах устойчиво (около 3%), но в анализе 56 (обр. КР266) K_2O оказалось только 0,77%. Выяснилось, что проба эта отобрана в самом контакте штока с вмещающими основными эффузивами, причина такого резкого снижения содержания калия пока непонятна. Что касается соотношения натрия и калия, то первый всегда преобладает (средняя характеристика $n=75$). Половина анализов

показала пересыщенность глиноземом (a'), другая же половина относится к ряду нормальных пород (c').

Район пос. Горячегорска (см. рис. 25, участок 21). Здесь чрезвычайно широко развиты плагиопорфировые дайки, особенно в районе горы Горячей, что было отмечено еще в 1961 г. (Михалев, 1962). Правда, В. Г. Михалев не употребляет термин плагиопорфир для наименования даек, но наши маршруты в районе Горячегорска показали, что здесь встречаются дайки типичнейших плагиопорфиров, аналогичных плагиопорфирам в полях гранитоидов в Батеневском кряже.

Это такие же кирпично-красные породы, содержащие в качестве фенокристов плагиоклаз, а основная масса, сложенная главным образом альбитом, обладает микролитовой или пилотакситовой структурой. Такие дайки были встречены нами в полосе к северу и северо-западу от пос. Горячегорска и соответственно от горы Горячей. Но любопытно, что при движении на юг, с приближением к щелочно-нефелиновому массиву горы Горячей, среди даек появляются разновидности, во вкрапленниках которых наряду с плагиоклазом появляется калишпат и фенокристы нефелина, щелочные темноцветные минералы, меняется характер микроструктур, в частности появляется сферолитовая структура. Среди даек начинают появляться нефелинсодержащие и нефелиновые плагиопорфиры, чаще встречаются разновидности, которые уже относятся к микросиенит-порфирам. А в районе горы Горячей, по данным В. Г. Михалева (1962), среди даек начинают преобладать нефелиново-сиенитовые порфиры, хотя здесь же присутствуют тингуаиты, сферолитовые порфиры, берешиты, щелочные аплиты и пегматиты. Но при всем этом в основной массе большинства даек продолжает преобладать красно-бурый альбит. Не все породы одинаково интенсивно окрашены в красные тона: в некоторых дайках удается наблюдать, что процесс покраснения начинается вдоль микротрещин, образуются красно-бурые прожилки, хотя структурный рисунок основной массы в этих прожилках остается прежний.

Простирание даек, по нашим замерам, меняется от 140 до 160°; по данным В. Г. Михалева, азимут простирания около 150°, падение юго-западное под углом 60—80°. Дайки прослеживаются через весь массив и за его пределами. Мощность их в среднем 2—5 м. Дайки других направлений встречаются редко. Некоторые дайковые тела разветвляются и соединяются с другими дайками, иногда встречаются и сложные дайки, характеризующиеся чередованием внутри одного тела нескольких разновидностей дайковых пород. Наличие сложных даек говорит о том, что одни и те же тектонические нарушения (зоны дробления) залечивались в несколько этапов и различными по составу расплавами (Михалев, 1962).

Субщелочной и щелочной характер даек района Горячегорска не случаен, он лишний раз подчеркивает связь этого комплекса даек с девонским вулканизмом, продукты которого здесь представлены лавами и туфами оливиновых и безоливиновых диабазов, эссексит-диабазов, трахибазальтов, нефелиновых и нефелин-анальцимовых диабазов, трахиандезитов, андезитовых порфиритов и др., объединяемых в трахибазальт-трахиандезитовую формацию (Довгаль, 1969).

Район дер. Солдаткино (см. рис. 25, участок 22). Участок этот размещается уже в пределах Назаровской впадины, там, где она обрамляет самую северо-восточную часть Кузнецко-Алатауских структур. В этой части, по рч. Кудудет и ее притокам, выявлено большое количество даек кирпично-красных пород, которые здесь меняют направление простирания с юго-восточного (азимут простирания 150—160°) на северо-восточное (азимут простирания 30—40°). Мощность даек меняется

в пределах первого десятка метров, хотя встречаются тела, видимо послойные, мощностью до 200—300 м. Залегают дайки среди диабазов, слагающих довольно монотонную толщу, имеющую северо-восточное простирание, падение северо-западное под углами 20—35°. Диабазы эти входят в нижнедевонскую вулканогенную серию, которая именуется здесь чиланской. Хотя внешне дайковые породы района дер. Солдаткино неотличимы от плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау, изучение показало различие в их минеральном составе. Здесь преимущественно развиты сиенит-порфировые разности (бескварцевые и кварцевые), в которых, наряду с альбитом, много вкрапленников пертитового калишпата; в основной массе пертит присутствует в значительных количествах. Для плагиопорфиров и микросиенит-порфиров характерна красная окраска полевого шпата, преобладание в породах альбита и сильнейшая альбитизация калишпата, на которую, в частности, указывают некоторые химические анализы пород из района дер. Солдаткино: натрий резко преобладает над калием; более того, иногда анализы обнаруживают только следы калия, тогда как содержание натрия достигает 9%. Настоящие плагиопорфиры, аналогичные батеневским и др., были обнаружены в туфобрекчиях: остроугольные красные обломки плагиопорфиров с пилотакситовой структурой переполняют эту породу. Кстати, эта туфобрекчия очень похожа на туфобрекчию из района руч. Курук-Жул, которая описывалась нами выше. Приводимые ниже описания сиенит-порфиров выполнены в основном В. Н. Довгалем.

Бескварцевые микросиенит-порфиры. Вкрапленники в них представлены альбитом и сильно пертитизированным калиевым полевым шпатом. Количество вкрапленников достигает 15—20% объема пород. Основная масса микросиенит-порфиров сложена удлиненными или изометричными, иногда волокнистыми кристаллами альбита и калиевого полевого шпата, обильной сыпью тонкорассеянных окислов железа, небольшим количеством серицита, хлорита, мелких зернышек магнетита, апатита, рутила. Структура основной массы трахитовая, бостонитовая, пилотакситовая, участками сферолитовая. Из полевых шпатов в породе преобладает альбит (№ 4—8, иногда до № 12), который нередко целиком вытесняет калишпат. В ряде случаев альбит, вероятно, относится к калийсодержащим разностям, но проверить это трудно, так как альбит обычно переполнен пылевидными включениями окислов железа, в связи с чем замерить показатели преломления невозможно. В тех же очень редких случаях, когда это удается сделать, альбит обладает более низкими показателями преломления, чем этого следовало ожидать из замера его номера на Федоровском столике. Так, в одном из шлифов альбит № 7 (замер на столике по альбитовым двойникам с проверкой по спайности 001) имеет показатель преломления $Np = 1{,}525 \pm 0{,}002$ вместо ожидаемого $Np = 1{,}532$, что можно объяснить повышенным содержанием в минерале ортоклазовой молекулы. Для альбитов из плагиопорфиров в районе оз. Буланкуль и ряда других это было доказано химическими анализами (см. табл. 23). Альбит обычно хорошо сдвойникован по альбитовому, иногда по карлсбадскому или периклиновому законам: всегда имеет положительный угол оптических осей, близкий к 90°. Калиевый полевой шпат в микросиенит-порфирах в самостоятельных зернах встречается очень редко и только в основной массе породы. Обычно же он наблюдается в тончайших пертитовых и криптопертитовых прорастаниях с альбитом, которые, видимо, являются пертитами замещения.

Кварцевые микросиенит-порфиры отличаются от бескварцевых разностей присутствием кварца. Наиболее обычное содержание этого минерала 3—10%, но изредка оно достигает 15—20%. Кварц

Химический состав плагиопорфиров

Оксисел	1(69)	2(70)	3(71)	4(72)	5(73)	6(74)	7(75)	8(76)	9(77)	10(78)	11(143)	12(144)
SiO_2	71,00	62,50	67,00	63,50	58,00	66,40	61,50	67,25	64,00	66,00	62,31	67,40
TiO_2	0,48	0,92	0,50	0,94	0,52	0,38	0,63	0,52	0,64	0,48	1,20	0,50
Al_2O_3	12,80	16,90	14,75	16,75	18,70	15,50	12,60	15,10	18,00	12,95	15,51	15,82
Fe_2O_3	4,65	4,83	3,35	5,37	3,75	4,83	4,35	4,15	4,63	6,81	6,59	3,63
FeO	1,67	1,51	1,40	0,95	2,88	0,76	2,00	0,72	1,02	0,76	0,72	1,58
MnO	0,08	0,10	0,05	0,07	0,13	0,04	0,17	0,17	0,10	0,11	0,12	0,02
MgO	0,10	1,15	0,30	0,27	1,75	0,41	2,30	0,10	—	—	0,32	0,76
CaO	0,65	1,20	0,95	1,22	2,60	0,45	3,42	0,67	0,80	1,90	0,56	0,21
Na_2O	6,53	6,29	5,81	5,12	5,81	4,20	5,22	5,46	4,44	4,78	7,41	6,74
K_2O	0,23	2,03	3,77	5,04	4,94	5,99	3,63	5,28	5,60	4,65	2,53	2,41
H_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,27
P_2O_5	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,40	0,09
П. п. п.	1,20	2,20	1,63	1,20	1,35	1,45	3,63	0,73	1,09	2,21	1,44	1,17
Сумма	99,39	99,63	99,52	100,43	100,45	100,41	99,16	100,25	100,32	100,56	99,60	99,45
a	14,2	16,7	18,1	18,6	20,2	17,6	16,2	19,3	17,6	16,9	16,4	15,3
c	0,7	1,4	0,7	1,5	2,6	0,5	0,2	0,2	1,0	0,1	0,7	0,2
b	6,4	10,5	5,1	6,9	9,8	7,2	13,5	5,0	9,1	9,0	10,0	7,4
s	78,5	71,4	76,0	73,0	67,4	74,6	70,0	75,4	72,3	74,0	72,9	77,1
f'	84,7	53,7	81,9	80,5	62,8	66,8	42,6	86,0	55,9	74,6	64,0	62,0
m'	2,5	18,5	10,1	6,6	30,7	9,5	28,7	3,3	—	—	5,0	18,0
c'	—	—	7,9	—	6,4	—	28,7	10,6	—	25,4	—	—
a'	12,7	27,7	—	12,8	—	23,7	—	—	46,1	—	31,0	20,0
n	98	82	70	60	64	51	70	61	55	61	67	65
Q	+27,8	+7,9	+15,0	+7,3	−8,3	+13,4	+7,2	+11,9	+8,4	+14,1	+12.0	+23,4
$\frac{100Fe}{Fe+Mg}$	97,0	74,0	89,0	92,0	67,0	87,4	60,0	96,0	100	100	—	—
$\frac{100Na+K}{Al}$	85,0	74,0	92,5	83,0	80,0	87,0	96,0	97,0	74,0	99,5	96,0	86,0
$\frac{a}{a+c}$	97,0	92,0	96,0	93,0	89,0	97,0	99,0	99,0	95,0	99,5	—	—

Примечание. Район дер. Солдаткино: 1 — КР-443; 2 — КР-444; 3 — КР-447; 4 — КР-454; 13 — В-711; 14 — В-717 (11—14 — анализы В. Н. Довгаля); 15 — КР-439; 16 — КР-456. Район дер. Ир: (анализ В. Н. Довгаля): 21—27 — по И. К. Баженову (1963). В скобках — номера на диаграм-

образует ксеноморфные, реже округлые изометричные зерна величиной 0,01—0,3 мм, равномерно рассеянные по всей породе. В остальном же минералогический состав породы такой же, как и в бескварцевых микросиенит-порфирах. Здесь в несколько бо́льших количествах присутствуют серицит и хлорит. Количество первого из них колеблется от долей процента до 7—8%, количество второго — от 1 до 7%. Серицит обычно развивается по полевым шпатам, а также дает агрегаты, выполняющие интерстиции между зернами полевого шпата. В отдельных образцах

Таблица 33

северо-восточной части Кузнецкого Алатау

13(145)	14(146)	15(17)	16(18)	17(142)	18(19)	19(20)	20(147)	21(115)	22(11	23(118)	24(119)	25(120)	26(123)	27(124)
63,94	64,87	62,58	62,04	61,21	57,26	64,20	59,24	55,06	59,75	66,22	65,34	56,77	59,80	64,20
1,04	1,13	0,58	0,63	0,83	0,78	0,65	0,36	0,58	0,75	1,20	0,75	0,28	0,96	0,60
15,22	13,69	15,93	15,88	16,54	17,43	16,69	16,85	19,24	19,30	16,19	14,84	20,67	17,11	13,80
7,27	7,91	6,14	6,31	6,04	6,55	4,60	10,62	3,32	4,76	6,83	3,65	4,05	4,05	5,69
0,28	0,42	0,79	1,44	1,00	0,79	0,93	0,14	3,16	2,74	1,50	2,39	2,24	3,50	1,79
0,22	0,29	0,09	0,13	0,10	0,09	0,10	0,29	0,05	0,07	0,11	0,22	0,14	0,27	0,10
0,55	0,17	0,08	—	0,67	1,92	—	0,27	1,27	0,74	0,49	0,25	0,35	1,07	0,77
0,32	0,21	0,69	0,81	1,25	2,09	1,62	0,25	3,39	2,09	0,74	3,05	2,52	2,05	1,23
8,08	7,95	6,30	5,40	6,36	7,42	5,30	9,16	7,69	4,98	4,32	6,08	7,06	4,25	6,03
0,30	Сл.	5,60	6,36	4,14	2,32	4,76	Сл.	2,95	2,92	2,33	0,35	3,21	3,87	4,47
0,39	0,40	0,40	0,42	0,45	—	0,50	0,54	1,10	2,86	1,40	3,15	2,86	2,80	1,50
0,19	0,23	0,11	0,11	0,33	0,21	0,14	0,36	0,06	—	0,13	0,04	0,17	0,35	0,07
1,65	1,89	0,64	0,72	0,87	1,82	1,06	1,93	—	—	—	—	—	—	—
99,28	99,65	99,93	100.25	99,46	98,69	100.55	99,65	100,23	100.96	100.46	100,11	100 32	100,08	100,27
12,2	11,5	21,4	21,0	20,1	20,0	18,7	13,3	22,0	15,9	13,6	14,0	21,4	15,0	18,2
0,3	0,3	0,7	0,1	1,1	2,0	1,9	0,3	2,3	3,9	0,8	3,0	3,2	2,5	1,3
14,7	13,8	5,9	7,4	7,8	10,5	5,4	18,6	10,3	11,7	13,1	6,9	7,6	12,8	8,0
72,8	74,4	72,0	71,5	71,8	67,5	74,0	67,8	65,4	68,5	72,5	76,1	67,8	69,7	72,5
44,0	54,0	81,0	88,4	81,0	62,4	98,6	51,0	59,0	61,0	54,0	82,0	76,0	61,0	67,0
6,0	2,0	3,5	0,01	14,0	31,0	0,01	2,0	21,0	11,0	6,0	6,0	8,4	14,8	15,2
—	—	15,5	11,6	5,0	6,6	1,4	—	20,0	—	—	11,0	—	—	17,8
50,0	44,0	—	—	—	—	—	47,0	—	28,0	40,0	—	15,6	24,2	—
95	100	60	56	70	83	63	100	80	72	67	97	77	63	65
+20.9	+25.5	+0,5	—6,5	+0,7	—7,0	+8,7	+8,7	—16.1	+2,0	+7,0	+21.2	—10.4	+6,9	+7,3
—	—	96,0	100,0	—	67,0	100,0	—	74,0	—	—	93,0	90,0	80,6	—
90,0	96,5	100,0	100,0	90,0	90,0	83,0	89,0	83,0	—	—	70,0	73,6	65,0	—
—	—	97,0	99,7	—	91,0	91,0	—	90,5	—	—	89,4	87,0	86,0	—

5 — КР-451; 6 — КР-455; 7 — КР-458; 8 — КР-459; 9 — КР-461; 10 — КР-462; 11 — В-719; 12 — В-710; 17 — В-391 (анализ В. Н. Довгаля); 18 — КР-464; 19 — КР-475. Район пос. Горячегорска: 20 — В-675 мах 37. 38. 39.

вместо серицита в породе появляется высокодвупреломляющая зеленая слюда. Хлорит в породе чаще всего образует мелкие скопления, реже локализуется вдоль границ полевошпатовых зерен, иногда развивается по этим зернам. Местами он совместно с рудным минералом дает псевдоморфозы по темноцветному минералу, вероятно по роговой обманке.

Район дер. Ир (см. рис. 25, участок 23). Здесь дайки и силлы плагиопорфиров залегают в девонской вулканогенной толще, представленной диабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами, плагиопор-

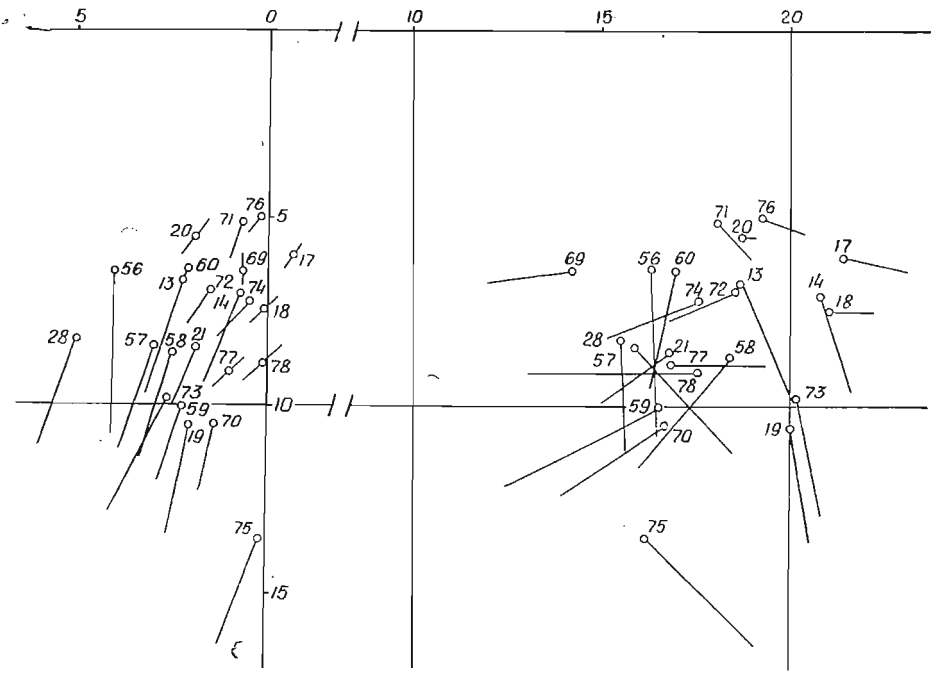


Рис. 37. Диаграмма химических составов плагиопорфиров и кварцевых микросиенит-порфиров (по А. Н. Заварицкому) района деревень Солдаткино и Ир. Цифры означают номера анализов в табл. 33.

фирами и их туфами, реже лабрадоровыми порфиритами. Азимут простирания даек и силлов около 15—20°, судить о их мощности по условиям обнаженности трудно. Внешне это лилово-бурые, порфирового сложения породы, очень похожие на плагиопорфиры Вознесенского штока в Копьевском куполе. Обнаруживают они сходство и в шлифах: это типичные бескварцевые плагиопорфиры, вкрапленники в которых представлены исключительно альбитом, образующим очень часто гломеропорфировые скопления. Основная масса, также сложенная в основном лейстами альбита, обнаруживает микролитовую или пилотакситовую структуру. Правда, в некоторых такситовых разностях наблюдаются участки с плохо раскристаллизованной основной массой и участки с аллотриоморфной структурой, в которых альбит теряет правильные кристаллографические очертания. Вкрапленники плагиоклаза занимают 7—10% объема породы, размеры их меняются от 0,08×0,3 мм до 1,5×2,0 мм, а лейсты в основной массе имеют размеры 0,02×0,2 мм. Основная масса красновато-бурая, плохо просвечивающаяся, обильно пропитанная окислами железа, тогда как вкрапленники светлые, прозрачные, резко выделяющиеся на фоне этой основной массы. Они часто очень сильно серицитизированы. Наряду с вкрапленниками плагиоклаза наблюдаются редкие чешуйки бесцветного и хлоритизированного биотита, иногда отдельные вкрапленники опацитизированного амфибола. Кроме того, в некоторых шлифах обнаруживаются псевдоморфозы высокодвупреломляющей слюдки по вкрапленникам; судя по квадратным очертаниям некоторых из них, псевдоморфозы эти образовались по нефелину. В этих псевдоморфозах в виде включений наблюдаются апатит и магнетит. Последние встречаются и вне связи с этими псевдоморфозами — в основной массе. В основной массе много пылевидных скоплений рудного минерала. При больших увеличениях

в интерстициях обнаруживается и кварц. Плагиопорфиры дер. Ир, наряду с вознесенскими, очень похожи на дайки по р. Мал. Сыр на восточном склоне Кузнецкого Алатау и на аналогичные дайки в енисейском разрезе в районе г. Дивногорска.

Химические анализы плагиопорфиров, микросиенит-порфиров северо-восточной части Кузнецкого Алатау (район Горячегорска, Солдаткино, Ир) приведены в табл. 33. Хотя эта группа пород обнаружила сильные вариации в химическом составе, все же большая часть точек, отвечающих их химизму, размещается на диаграмме в поле средних пород, меньшая же — в поле кислых (рис. 37—39, точки 17—20, 69—78, 119, 120, 123, 142—147). Главная отличительная черта этих плагиопорфиров (микросиенит-порфиров) — высокое значение щелочного модуля, которое достигает 1,0. Из 23 имеющихся анализов 18 попадают выше линии раздела пород щелочного ряда. Ни в одной из других групп плагиопорфиров нет столько щелочных разностей. И это, как уже упоминалось, отчетливо подчеркивает связь плагиопорфиров с девонскими вулканогенными образованиями, ибо среди эффузивов также развиты субщелочные и щелочные разности пород.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ПЛАГИОПОРФИРОВ

Для химической характеристики дайкового комплекса плагиопорфиров мы располагаем 114 анализами. Из них по нашим пробам 24 анализа выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик И. М. Гарагулина), 70 анализов выполнены на квантометре в этом же институте (аналитик В. И. Зеркалова), 9 анализов заимствовано из работы И. В. Лучицкого (1960), 10 анализов — из работы И. К. Баженова (1963) (см. табл. 24—33). Распределение анализов по районам указывается в примечаниях к таблицам. Кроме того, для сравнения по нашим материалам выполнено 16 анализов плагиопорфиров из района г. Красноярска. Все анализы пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого, высчитаны средние значения для окислов и характеристик, дисперсия и закон распределения, а результаты пересчетов нанесены на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 38) и И. В. Лучицкого (рис. 39). При этом все анализы разбиты на две большие группы. Первая — это дайки плагиопорфиров, размещенные в древних структурах, главным образом среди раннепалеозойских гранитоидов. Вторая — дайки, штоки, покровы плагиопорфиров, залегающие в полях вулканогенного девона. Такая разбивка принята для того, чтобы показать общность химизма для даек, залегающих в гранитных плутонах, и даек, размещающихся в полях вулканогенного девона, и вместе с тем выявить различия, которые намечаются в связи с разным фациальным положением тех и других даек. На диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки этих групп тесно перемежаются, часто совпадают, так что разделить по химическому составу дайки плагиопорфиров этих двух групп практически невозможно (см. рис. 38). На диаграмме же щелочного модуля (Лучицкий, 1962) все точки по значению щелочного модуля и содержанию кремнезема попадают в поле средних и кислых пород, концентрируясь вблизи линии, разделяющей щелочные и нормальные породы. Часть точек размещается выше этой линии, часть — ниже, а в общем они группируются около точек среднего монцонита, сиенита, нордмаркита, гранита (см. рис. 39). Если же говорить о химизме пород в целом, то прежде всего нужно отметить, что плагиопорфиры относятся к ряду нормальных известково-щелочных пород, часть из которых пересыщена глиноземом (последнее отмечается при-

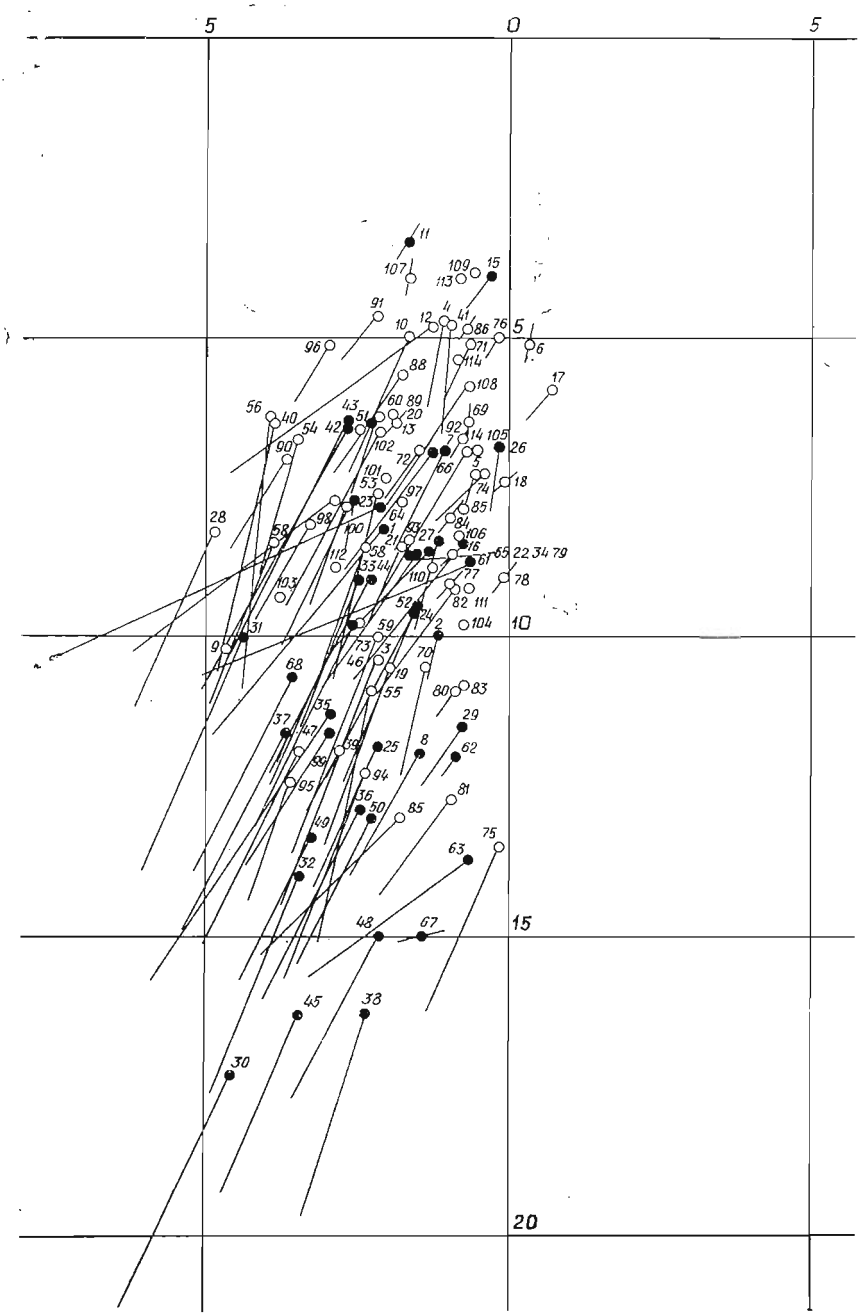
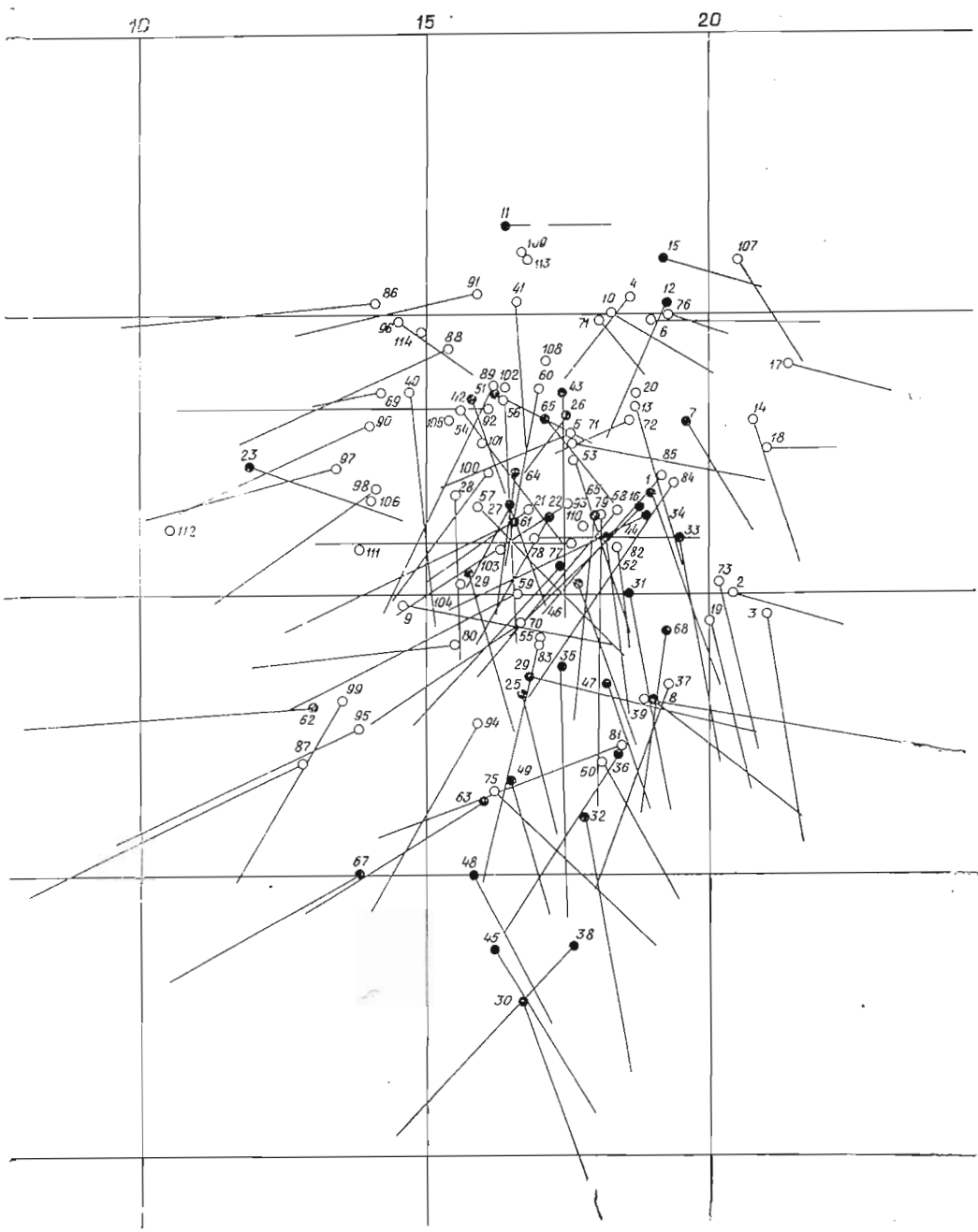


Рис. 38. Диаграмма химического состава пород дайкового комплекса плагиопорфиров нижнедевонской серии, залиты — плагиопорфиры в полях раннепалео

мерно в половине анализов). И лишь два анализа (6,17 на рис. 38) показали пересыщенность щелочами. Несмотря на, казалось бы, внешнее однообразие пород, анализы показали на значительную вариацию их по химическому составу. Причем колебания состава намечаются даже в пределах очень небольших тел. С другой стороны, нередко фигуративные точки пород с различным наименованием на диаграмме А. Н. Заварицкого совпадают или размещаются очень близко. Напри-



(по А. Н. Заварицкому). Полые кружки — плагиопорфиры из полей вулканогенной зойских гранитоидов. Цифры обозначают номера анализов в табл. 24—33.

мер (см. рис. 38), анализ 116 соответствует трахитовому порфиру, по И. К. Баженову (1963), а анализ 122 — сиенит-порфиру (по данным того же автора). Анализы 118 (трахиандезит), 123 (сиенит-порфир), 121 (сиенит-порфир) и 124 (ортофир) ложатся на диаграмме А. Н. Заварицкого близко друг к другу. Это лишний раз свидетельствует о том, сколь затруднена диагностика этих пород даже в шлифах под микроскопом, не говоря уже о макроскопическом полевом определении их.

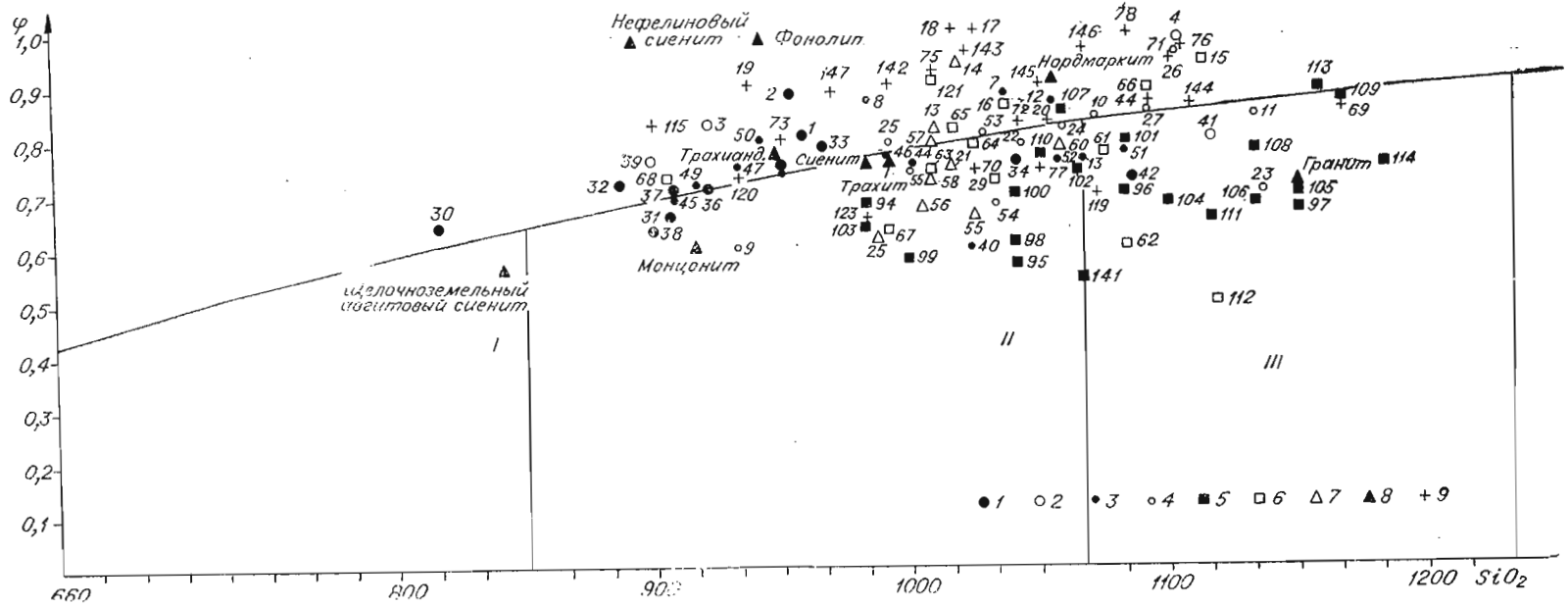


Рис. 39. Щелочной модуль для плагиопорфиров Кузнецкого Алатау и Минусы.

Районы отбора проб: *1* — оз. Буланкуль; *2* — реч. Мал. Сыр; *3* — гора Чащевитая; *4* — восточное обрамление Батеней (села Бородино, Ворошилово, Палиндейка, Боград); *5* — ст. Шира; *6* — пос. Сарала; *7* — гора Вознесенская; *8* — типовые породы по Дэли; *9* — пос. Горячегорск, дер. Солдаткино, Ир. Цифры обозначают номера анализов в табл. 24—33. I — поле основных пород; II — поле средних пород; III — поле кислых пород.

На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 38) главная масса векторов ложится между вектором среднего сиенита (по Дэли) и вектором среднего нордмаркита, уклоняясь в сторону среднего гранита и отвечая по составу трахиандезитам и трахитам.

При подсчете средних значений и дисперсий каждая из отмеченных выше групп пород была разбита еще на две: соответственно на группу нормальных пород (c') и группу пород пересыщенных глиноземом (a') (см. табл. 34). Если выше мы видели, что традиционные методы не позволяют отчетливо выявить какие-либо различия между двумя группами пород (плагиопорфирами из даек в гранитоидных плутонах и плагиопорфирами, залегающими в полях вулканогенного девона), то статистическая обработка и вычисление t-критерия Стьюдента позволили наметить значимые (при 95%-ном доверительном интервале) различия между содержанием некоторых окислов (соответственно и между некоторыми характеристиками А. Н. Заварицкого). Так, в группе нормальных пород (c) из даек районов оз. Буланкуль, горы Чащевитой и пос. Саралы отмечается (против нормальных же плагиопорфиров из девонских полей) повышенное содержание TiO_2, FeO, MgO и пониженное Na_2O, тогда как отличия в содержании SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, CaO и K_2O незначительны. Эти отличия объясняются тем, что в группу анализов из даек в гранитоидных полях попали анализы красных альбитизированных диабазов, отделить от плагиопорфиров которые бывает трудно, а подчас и невозможно. В дайках же из девонских полей альбитизация хотя и отмечается (см. анализы 13, 14, 20 в табл. 33), но проявлена она значительно слабее и разделить дайки на группы не составляет труда.

Для двух групп пород, пересыщенных глиноземом, намечаются значимые различия по содержанию SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MgO, K_2O и незначимые по Al_2O_3, MnO, CaO, Na_2O. И для этих двух групп пород сохраняется та же тенденция: в дайках, залегающих среди раннепалеозойских гранитоидов, отмечается повышенное содержание титана, железа и магния и пониженное — натрия (против содержания этих элементов в дайках из девонских полей). И в целом (для всех групп) дайки плагиопорфиров, размещенные в полях вулканогенного девона, всегда оказываются несколько более кислыми, нежели дайки, залегающие среди раннепалеозойских гранитоидов (табл. 34), а последние, в свою очередь, несколько богаче калием. Впрочем, это в какой-то степени отражено и на диаграмме (см. рис. 38, 39). Но здесь нужно иметь в виду, что мы не располагаем анализами кислых плагиопорфиров из внутренних частей Батеневского поднятия. Нет, например, анализов кварцевых и дацитовых порфиров, широко распространенных среди даек Тинского лога, кварцевых плагиопорфиров района горы Красной и др.

Для того чтобы рассмотреть химизм плагиопорфиров по регионам, химические анализы сгруппированы иначе (табл. 35), чем это было сделано выше. Как и следовало ожидать, самыми основными оказались плагиопорфиры из внутренних частей Кузнецкого Алатау. Они же показали самую высокую щелочность (сумма щелочей для оз. Буланкуль и горы Чащевитой — 9,41%, для Саралы — 9,49%). Из девонских полей самыми кислыми оказались плагиопорфиры из района ст. Шира и наименее кислыми — породы северо-востока (Горячегорск, Солдаткино, Ир, Вознесенская). Среди плагиопорфиров в девонских полях последние показали наибольшую щелочность, что вполне согласуется с составом девонских вулканогенных толщ этих районов. Очень кислыми и довольно щелочными оказались плагиопорфиры района г. Красноярска, и это также можно объяснить зависимостью состава

Таблица 34

Петрохимические статистики плагиопорфиров Кузнецкого Алатау

Окисел	I(26ан.)				II(28ан.)				III(17ан.)				IV(32ан.)			
	$\bar{X}$	S	A	$d\cdot1000$	$\bar{X}$	S	A	$d\cdot1000$	$\bar{X}$	S	A	$d\cdot1000$	$\bar{X}$	S	A	$d\cdot1000$
SiO_2	60,46	4,71	—0,01	803	62,49	3,87	—0,32	778	61,92	4,06	—0,58	794	65,04	3,95	+0,06	847
TiO_2	0,94	0,32	—0,39	827	0,67	0,19	+0,11	839	0,74	0,28	+0,83	836	0,58	0,28	—0,27	873
Al_2O_3	16,59	1,40	—0,39	771	16,32	1,60	—0,36	780	17,12	1,85	+0,38	841	16,66	1,51	+0,17	741
Fe_2O_3	3,92	1,27	+0,37	788	3,73	1,45	+0,58	780	3,78	1,26	—0,12	860	2,93	1,27	+0,12	792
FeO	2,78	1,16	+0,02	829	1,44	0,65	+0,87	767	2,16	0,70	+0,14	808	1,76	0,76	+0,64	812
MnO	0,13	0,06	+1,43	698	0,10	0,14	+0,62	767	0,08	0,05	+2,70	568	0,10	0,14	+1,18	745
MgO	1,64	0,97	+0,47	724	0,90	0,74	+0,38	851	1,42	0,80	+0,60	814	0,89	0,70	+0,84	804
CaO	2,80	1,17	+0,47	796	2,67	1,60	+1,27	738	1,28	0,73	+0,60	773	1,47	0,77	+0,34	883
Na_2O	5,42	0,62	+0,93	712	5,94	1,02	+0,43	831	4,54	1,61	—0,65	823	4,86	1,29	+0,07	759
K_2O	3,76	0,82	—1,65	631	3,18	1,46	+0,12	770	5,04	1,91	+0,23	807	3,78	1,54	+0,07	793
a	17,4	1,72	—1,00	748	17,8	2,39	+0,10	866	17,3	1,80	—0,91	749	16,1	2,05	—0,18	760
c	2,3	1,05	+0,20	759	2,2	1,39	+0,30	752	1,6	0,92	+0,68	773	1,8	0,96	+0,33	861
b	10,2	3,29	+0,31	801	7,4	2,49	+0,53	802	10,2	3,03	+0,28	817	8,3	2,30	+0,06	778
s	70,1	4,05	+0,06	804	72,5	3,45	—0,48	778	70,9	3,49	—0,58	794	71,8	11,20	—4,53	419
f'	62,5	10,55	+0,14	820	66,1	15,02	+0,01	797	54,4	13,09	+0,65	804	54,1	15,83	+0,03	815
m'	25,1	12,70	—0,04	816	19,7	14,33	+0,05	880	22,9	10,09	—0,17	826	16,8	10,90	+0,37	848
$c'(a')$	12,3	9,02	+1,18	719	14,0	12,26	+1,69	720	22,7	15,23	+0,15	862	29,1	17,88	+0,58	831
n	69	6,40	+1,51	637	74	10,59	+0,39	800	57	18,65	—0,64	776	66	14,00	+0,17	786
Q	+3,8	9,51	+0,44	756	+6,9	10,43	—0,50	777	+5,63	9,00	—0,42	730	13,6	9,15	+0,08	791
$\frac{100\cdot Fe}{Fe+Mg}$	69	17,67	—1,10	737	77	16,44	—0,12	870	70	13,13	—0,21	734	77	13,08	+0,03	877
$\frac{100(Na+K)}{Al}$	78	8,02	+0,48	790	81	11,94	—0,17	772	76	9,31	+0,14	764	73	10,13	+0,16	766
$\frac{100\cdot a}{a+c}$	88	6,02	—0,84	733	89	7,15	—0,34	769	92	4,06	+0,35	793	89,8	5,62	+0,33	847

Примечание. I — дайки нормальных (характеристика c') плагиопорфиров, размещенных в древних структурах, главным образом, среди раннепалеозойских гранитоидов; II — дайки нормальных (характеристика c') плагиопорфиров, размещенных в полях вулканогенного девона; III — дайки пересыщенных глиноземом (характеристика a') плагиопорфиров, размещенных в древних структурах, главным образом, среди раннепалеозойских гранитоидов; IV — дайки пересыщенных глиноземом (характеристика a') плагиопорфиров, размещенных в полях вулканогенного девона.

Таблица 35

Средний химический состав плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна

Окисел	1(24 ан.)	2(17 ан.)	3(21 ан.)	4(12 ан.)	5(29 ан.)	6(16 ан.)
SiO_2	58,90	63,50	66,27	62,97	63,07	65,35
TiO_2	1,09	0,69	0,53	0,68	0,67	0,48
Al_2O_2	17,57	15,93	16,38	16,22	16,19	16,56
Fe_2O_3	3,87	3,34	1,85	4,02	4,88	2,26
FeO	2,69	1,92	1,77	1,85	1,16	1,84
MnO	0,11	0,08	0,11	0,10	0,11	0,12
MgO	2,04	1,07	0,87	1,05	0,79	1,13
CaO	2,70	2,70	1,61	1,24	1,53	1,75
Na_2O	5,48	5,92	4,49	4,09	6,03	4,68
K_2O	3,93	2,53	3,75	5,40	3,28	4,54

Примечание. 1 — дайки плагиопорфиров в пределах гранитоидных плутонов (район оз. Буланкуль, гора Чащевитая); 2 — дайки, покров в полях вулканогенного девона (район р. Мал. Сыр, Бородино, Ворошилово, Палиндейки, Боград); 3 — дайки, покровы, шток плагиопорфиров и кварцевых микросиенит-порфиров в районе ст. Шира и руч. Курук-Жул (дер. Ефремкино); 4 — дайки плагиопорфиров среди гранитоидов Саралинского плутона (реч. Сабула); 5 — дайки кварцевых и бескварцевых микросиенит-порфиров, шток плагиопорфиров в районе горы Вознесенской, пос. Горячегорска, деревень Солдаткино и Ир; 6 — дайки, силл? плагиопорфиров в пределах вулканогенной (быскарской) серии девона в районе г. Красноярска (северо-западная часть Восточного Саяна).

плагиопорфиров от состава эффузивов быскарской серии этого района.

Для выявления общих закономерностей поведения и качественной оценки элементов-примесей в плагиопорфирах было выполнено около 270 полуколичественных спектральных анализов (породы из одной партии проб анализировались в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР на спектрографе ДФС-13, аналитик Н. В. Резников). Результаты этих определений сведены в табл. 36. В этой таблице цифры обозначают количество анализов (в процентах), приходящихся на содержание элемента данного ранга. Разбивка на ранги производилась по возможности так, чтобы границы рангов указывали, с одной стороны, на среднее содержание элемента, по А. П. Виноградову (1962), а с другой — на содержание «меньше среднего и больше среднего». Правда, такая разбивка усложнялась, так как для каждого элемента приходилось приводить средние содержания для двух типов пород (средних и кислых), поскольку часть плагиопорфиров попадает в поле кислых пород, а другая — в поле средних (см. рис. 39). Средние содержания, по А. П. Виноградову, в таблице указаны в скобках рядом с наименованием элемента (первая цифра — для средних пород, вторая — для кислых). Сразу укажем, что содержание большой группы элементов оказалось ниже разрешающей способности метода (Ag, W, Sb, Bi, As, Cd, Zn, Be, U, Th, Hf, Nb, Ta). Содержание большинства элементов, приведенных в таблице, находится в пределах «средних содержаний, по А. П. Виноградову». Исключение, быть может, составляет V, Zn, Ba, Ga, Sc. Что касается качественного соотношения и содержания элементов-примесей по участкам, то здесь поведение их очень хорошо коррелируется для плагиопорфиров района оз. Буланкуль и горы Чащевитой. Для большинства элементов сходно поведение и в плагиопорфирах

Таблица 36

Содержание элементов-примесей в плагиопорфирах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна (по данным полуколичественных спектральных анализов)

Интервал содержаний, %	Район взятия проб: оз. Булан-куль (55 ан.)	гора Чаще-витая (140 ан.)	г. Красно-ярск (Вост. Саян, 56 ан.)	ст. Шира (16 ан.)	Интервал содержаний, %	Район взятия проб: оз. Булан-куль (55 ан.)	гора Чаще-витая (140 ан.)	г. Красно-ярск (Вост. Саян, 56 ан.)	ст. Шира (16 ан.)
	Mn (0,12—0,06)					Y (0,003)			
0,01—0,03	5	3	14	87	0,001—0,002	78	47	18	81
0,04—0,09	6	30	48	13	0,003	20	49	59	13
0,1 и более	89	67	38	—	0,004 и более	2	4	23	6
	Ti (0,8—0,23)					Sc (0,0002—0,0003)			
0,2—0,3	13	4	9	75	Менее 0,001	—	1	—	—
0,4—0,7	87	87	91	25	0,001—0,002	95	99	100	100
0,8 и более	—	9	—	—	0,003 и более	5	—	—	—
	V (0,01—0,004)					Yb (0,0004)			
0,001—0,004	4	9	38	88	0,0001—0,0003	98	93	23	94
0,005—0,009	4	30	19	6	0,0004	—	6	57	—
0,01 и более	92	61	43	6	0,0005 и более	2	1	20	6
	Cr (0,005—0,0025)					Ge (0,0001)			
Менее 0,001	24	21	—	—	Менее 0,0001	100	90	—	—
0,001—0,004	76	74	78	100	0,0001—0,0003	—	6	—	—
0,005 и более	—	5	22	—	0,0004 и более	—	4	—	—
	Ni (0,0055—0,0008)					Sn (0,0003)			
0,001	100	87	94	100	Менее 0,0003	3	19	—	25
0,002—0,004	—	9	3	—	0,0003—0,0009	—	—	—	—
0,005 и более	—	4	3	—	0,001 и более	97	81	100	75
	Zr (0,026—0,02)					Sr (0,08—0,03)			
0,01 и менее	16	4	5	6	Менее 0,01	49	78	—	—
0,02—0,03	80	75	52	75	0,01—0,03	42	19	95	94
0,04 и более	4	21	43	19	0,04—0,08	9	3	5	6
	Pb (0,0015—0,002)					Ba (0,06—0,08)			
0,001	78	56	25	62	0,01—0,05	7	—	11	18
0,002	16	19	14	25	0,06—0,08	—	—	66	43
0,003 и более	6	25	61	13	0,09 и более	93	100	14	39
	Zn (0,007—0,006)					Ga (0,002)			
0,005 и менее	23	20	30	94	0,001—0,002	87	—	4	—
0,006—0,007	7	13	30	6	0,003—0,006	10	74	96	100
0,008 и более	70	67	40	—	0,007 и более	3	26	—	—

района г. Красноярска и ст. Шира, хотя для ряда элементов оно отлично от поведения элементов-примесей в названных выше первых двух участках (см. табл. 36).

Специально анализировались пробы на содержание меди и молибдена, поскольку существуют представления о связях медно-молибденовой минерализации восточного склона Кузнецкого Алатау с девонским магматизмом (Покалов, Пастухова, 1961). Пробы анализировались приближенно-количественным методом. Как показали подсчеты (без учета данных по району г. Красноярска), содержание молибдена в 40% анализов оказалось ниже 0,0004 (т. е. ниже среднего содержания для кислых пород, по А. П. Виноградову), в 34% проб равно 0,0004 и в 26% незначительно выше «среднего содержания» (т. е. выше 0,0004). Наиболее высокий процент проб с повышенным содержанием молибдена характерен для плагиопорфиров горы Чащевитой. То же самое можно отметить и для плагиопорфиров горы Афонтовой на юго-западной окраине г. Красноярска: здесь почти 100% проб показали содержание молибдена выше 0,0004.

В целом же поведение элементов-примесей в плагиопорфирах, размещенных в пределах девонских впадин, не отличается от поведения элементов-примесей в дайках плагиопорфиров, размещенных в пределах плутонов раннепалеозойских гранитоидов. Единство же геохимических особенностей лишь еще раз подтверждает геологическое единство комплекса плагиопорфиров.

Выводы

Детальные петрологические исследования дайкового комплекса плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау позволяют сделать определенные выводы, поставить и отчасти решить некоторые вопросы теоретического и практического характера.

1. Мы однозначно решаем вопрос о соотношении даек плагиопорфиров и раннепалеозойских гранитоидов. Несмотря на то, что дайки плагиопорфиров широко развиты в гранитных плутонах, они никакого отношения не имеют к гранитоидам: момент формирования тех и других разделяется большим промежутком времени. Поэтому дайки эти нельзя отнести к категории отщепленных жильных образований. Приуроченность их к гранитоидным плутонам объясняется лишь благоприятной тектонической обстановкой, возникновением в гранитоидах многочисленных нарушений и зон трещиноватости. А поскольку с дайками плагиопорфиров постоянно ассоциируют дайки диабазов, диабазовых и лабрадоровых порфиритов, отчасти и лампрофиров, и все они являются значительно более молодыми, то представляется, что в связи с раннепалеозойскими гранитоидами восточного склона Кузнецкого Алатау (формация «пестрых» батолитовых гранитов) так называемые дайки второго этапа распространены весьма ограниченно. С этими гранитоидами генетически связаны и широко распространены лишь отщепленные дайки кислых пород: лейкократовые и аплитовидные граниты, аплиты, гранит-порфиры. В свое время дайки альбитизированных и окварцованных диабазов среди раннепалеозойских гранитоидов Тельбесского плутона (Горная Шория) мы находили возможным отнести к дайкам второго этапа, полагая, что повышение щелочности и кислотности в дайках диабазов (альбит-кварцевые «глазки») связано с тем, что дайки сближены во времени с моментом формирования гранитоидов (Кузнецов и др., 1971). Считалось, что дайки диабазов внедрялись в еще не совсем остывшие гранитоидные породы и, взаимодей-

ствуя с последними, обогащались щелочами. Теперь же на примере диабазовых даек восточного склона Кузнецкого Алатау видим, сколь широко проявлена альбитизация и окварцевание в этих дайках вне всякой связи с раннепалеозойскими гранитоидами. По-видимому, и в Тельбесском районе для решения вопроса о соотношении диабазовых даек и гранитоидов раннепалеозойского тельбесского комплекса необходимы такие же специальные исследования. Теперь уже становится очевидным, что гранитоиды формации «пестрых» батолитов Кузнецкого Алатау если и не лишены совсем даек второго этапа, то во всяком случае они очень редко связаны с этими гранитами.

2. Формационная принадлежность даек плагиопорфиров определяется тесной связью их с девонским вулканизмом. Это типичнейшие субвулканические образования, принадлежащие к девонской вулкано-плутонической ассоциации Минусы и окраин Кузнецкого Алатау и являющиеся своеобразным эквивалентом сиенитовых и гранитовых интрузий. Проявился этот дайковый комплекс на заключительной стадии девонского магматизма, о чем можно судить хотя бы по тому факту, что дайки секут субвулканические интрузивы гранитов и сиенитов и слагают полосу, простирание которой мало согласуется со структурами в самих вулканогенных толщах Минусы. Наблюдения на некоторых участках (район горы Чащевитой, Тинской Лог и др.) говорят о том, что внедрение даек было многократным. С другой стороны, присутствие среди продуктов раннедевонской вулканогенной серии покровов плагиопорфирового состава, наличие туфобрекчий и туфов плагиопорфиров позволяют думать, что некоторые из этих даек явились подводящими каналами девонских излившихся лав.

Вместе с тем дайковый комплекс плагиопорфиров обнаруживает некоторые черты, свойственные формации самостоятельных малых интрузий. К числу таких особенностей относятся выдержанное простирание полосы развития даек, становление дайкового комплекса на заключительных этапах девонского магматизма; при этом формированию его предшествовали девонские интрузии гранитов и сиенитов.

3. Становление даек плагиопорфиров и диабазов сопровождается интенсивными автометасоматическими и метасоматическими процессами. Сильнейшая альбитизация плагиоклаза и калишпата, серицитизация плагиоклаза, хлоритизация биотита, амфибола и пироксена, карбонатизация, эпидотизация и окварцевание даек — вот те изменения, которые можно наблюдать практически в любой дайке. Альбитизация всегда сопровождается интереснейшим явлением покраснения полевых шпатов. Химические анализы полевых шпатов показали, что окрашивание связано с присутствием в них тонкораспыленного гематита, однако источник железа и механизм окрашивания не ясны еще до конца. Иногда, в связи с воздействием даек, ксенолиты вмещающих пород в них подвергаются роговиковой перекристаллизации с возникновением настоящих роговиков. В некоторых случаях в связи с дайками во вмещающих гранитах наблюдаются альбитизация и покраснение, аналогичные тем, которые наблюдаются и в самих дайках. Иногда такие изменения, как альбитизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание, в дайках рудных полей привлекаются некоторыми исследователями (Туровский, 1959) в качестве доказательства «дорудного» положения даек. В нашем случае наблюдаются все эти изменения независимо от процессов рудообразования, поскольку все наблюдения проведены вне пределов рудных полей. По-видимому, и в пределах рудных полей такие изменения могут наблюдаться как в дорудных, так и в послерудных дайках.

4. Структурно-текстурные особенности даек, интенсивность вторичных изменений, в частности альбитизация и покраснение полевых шпа-

тов, зависят от глубины эрозионного среза даек. В гранитных полях вскрыты наиболее глубокие части даек, поэтому здесь плагиопорфиры обычно бывают полнокристаллическими, более крупнозернистыми, чаще наблюдаются призматически-зернистые структуры и реже флюидальность, трахитовые структуры, редки миндалекаменные текстуры. В этих дайках сильнее проявлена альбитизация и особенно процесс покраснения полевого шпата. В дайках же, залегающих в эффузивных толщах девона, несомненно, вскрыты их более высокие, приповерхностные части. Для них более характерны флюидальность и трахитовые структуры, чаще наблюдаются миндалекаменные текстуры, менее проявлены процессы альбитизации и покраснения полевых шпатов, хотя карбонатизация, эпидотизация и окварцевание пород, серицитизация плагиоклаза бывают также очень интенсивными.

5. Основным породообразующим минералом даек плагиопорфиров является красный полевой шпат. Химические анализы этого шпата показали, что он представлен ортоклазсодержащим альбитом. Явные калишпаты и, в частности, пертиты, как во вкрапленниках, так и в основной массе встречаются довольно редко. Те дайки, в которых калишпат появляется в значительных количествах, мы именовали микросиенит-порфирами (сиенит-порфирами, кварцевыми микросиенит-порфирами). Но они, повторяем, встречаются значительно реже, чем это принято считать. Еще реже наблюдаются настоящие ортофиры — породы с вкрапленниками калишпата и ортофировыми микроструктурами.

6. В результате альбитизации и сильнейшего покраснения даек диабазов, диабазовых и лабрадоровых порфиритов возникают породы, которые можно было бы назвать альбитовыми порфирами и которые по облику и составу близки плагиопорфирам. Такие альбитизированные диабазовые порфириты очень часто невозможно макроскопически отличить от настоящих плагиопорфиров. И только в шлифах под микроскопом в альбитизированных диабазах видны аподиабазовые или субофитовые структуры, реликтовые пироксены, позволяющие как-то отличать эти породы от плагиопорфиров. Другими словами, очень сходные по внешнему облику, минеральному составу и химизму дайковые породы возникали различными путями: одни кристаллизовались непосредственно из магматического расплава, другие образовались в результате метасоматических преобразований уже раскристаллизованных пород основного состава.

7. Наибольшая концентрация девонских даек плагиопорфиров среди раннепалеозойских гранитоидов наблюдается в тех участках, где среди последних широко развиты породы повышенной щелочности (сиенито-диориты, сиениты, граносиениты), примером чего может служить район оз. Буланкуль, северо-восточная часть Уйбатского плутона, отчасти Саралинский плутон.

8. Анализ минерального состава и особенно химизма плагиопорфиров показал и определенную зависимость их состава от состава девонских эффузивных толщ. Так, например, самыми кислыми оказались дайки районов г. Красноярска и ст. Шира. Известно, что и среди излившихся пород в этих районах большую роль играют кислые эффузивы. А самые щелочные разности плагиопорфиров отмечены по северо-восточному обрамлению Кузнецкого Алатау (район Горячегорска, Солдаткино), там, где среди самих эффузивов широко распространены щелочные разности.

9. По отношению к девонским гранитовым и сиенитовым интрузиям восточного склона Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна дайки плагиопорфиров являются образованиями более поздними. Точно так же и в составе девонской вулканогенной серии из-

лившиеся плагиопорфиры являются наиболее поздними образованиями.

10. Один из главных вопросов петрологии и рудогенезиса — соотношение даек и, в частности, даек плагиопорфиров (сиенит-порфиров, ортофиров) и оруденения. Вопрос этот решается по-разному. Например, А. Ф. Коробейников, Л. Г. Осипов и И. Г. Чинаков (1969), описавшие дайковый комплекс Коммунаровского золоторудного поля, считают дайки сиенит-порфиров дорудными. Имеются сведения и противоположного характера. Ю. П. Денисов и М. В. Денисова (1970) описали послерудные альбитизированные диабазы буровато-красного цвета, которые по всем признакам сходны с нашими альбитизированными диабазами. Непосредственно с девонскими дайками сиенит-порфиров на восточном склоне Кузнецкого Алатау Р. М. Гольд и Н. К. Григорьев (1969) связывают «молодую» свинцовую минерализацию. К такому выводу они приходят, главным образом на основании определения абсолютного возраста свинцовой минерализации.

Наши исследования позволяют думать, что все дайки плагиопорфиров относятся к категории послерудных даек на всех известных месторождениях и что на восточном склоне Кузнецкого Алатау с дайковым комплексом плагиопорфиров не связано какое-либо оруденение (минерализация). Основанием для такого суждения служит, например, соотношение даек плагиопорфиров (ортофиров) и оруденения на Сорском молибденовом месторождении. По данным В. И. Сотникова и А. П. Берзиной (1966), пострудные дайки порфиритов и ортофиров образуют две зоны северо-западного простирания: западную, где развиты дайки диабазовых порфиритов, и восточную, где преимущественно распространены дайки ортофиров. И те и другие прорывают все известные здесь магматические и гидротермальные образования, в том числе и руды. А «ортофиры» Сорского месторождения есть не что иное, как описанные нами плагиопорфиры, аналогичные плагиопорфирам горы Чащевитой, которая размещается несколько северо-восточнее Сорска. Юго-восточнее этого месторождения развиты плагиопорфиры участка Тинской Лог (см. рис. 25). Несмотря на то, что на отдельных участках наблюдается очень большая (сотни даек на небольшой площади) концентрация даек плагиопорфиров (сиенит-порфиров, ортофиров) не было отмечено какого-либо рудопроявления, минерализации, сульфидной вкрапленности или других признаков в связи с дайками плагиопорфиров. Не были отмечены, как можно было видеть выше, повышенные концентрации какого-либо элемента многочисленными спектральными и химическими анализами. Если в плагиопорфирах района горы Чащевитой и наблюдались несколько повышенные содержания молибдена, то точно так же несколько повышенные концентрации его отмечались и во вмещающих дайки сиенитах и граносиенитах северо-восточной части Уйбатского плутона.

Глава 4

МАССИВЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

ИНТРУЗИИ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЫДО-ЕРБИНСКОЙ И ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИН

В восточном обрамлении Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин известны девонские интрузии различных типов, включая собственно сиенитовые, гранит-сиенитовые и существенно гранитовые. Они

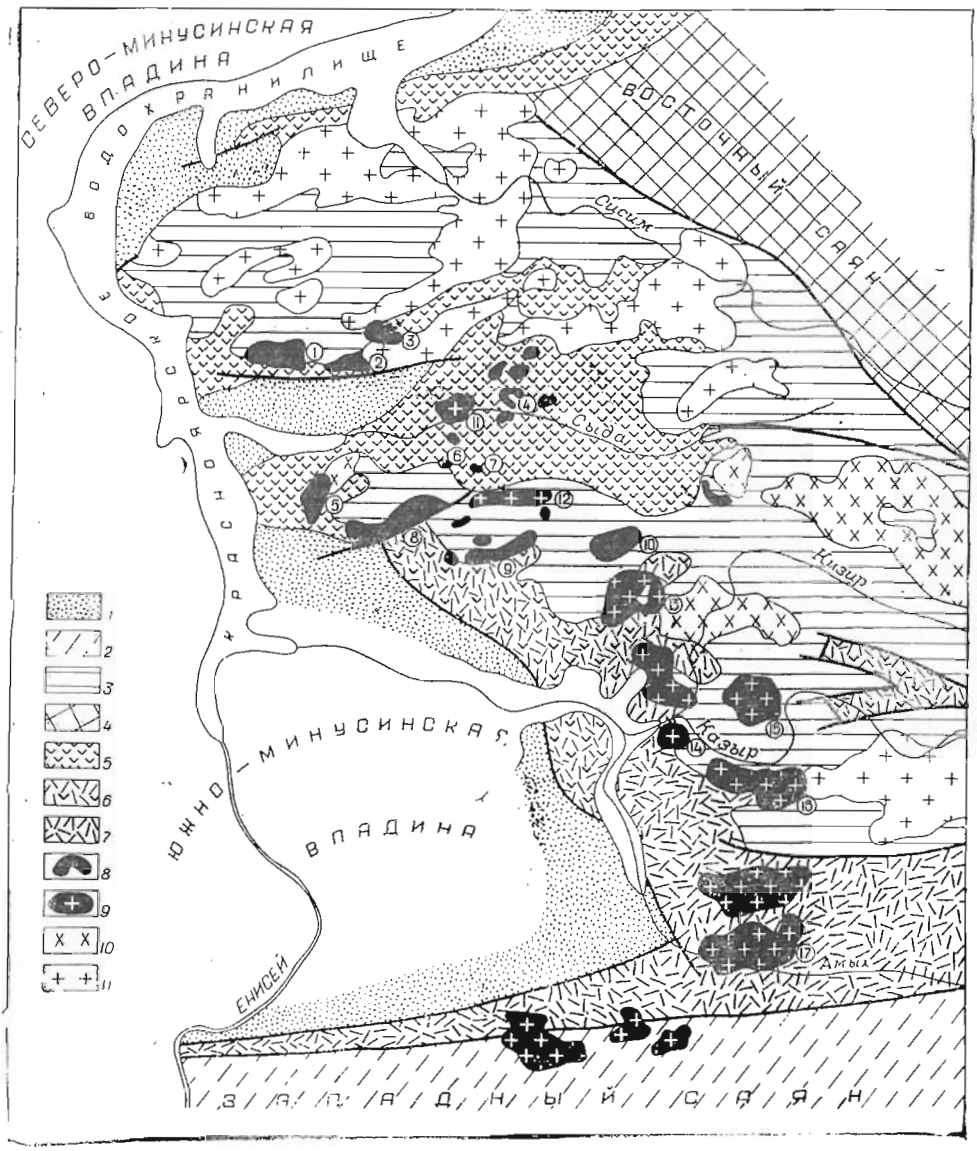


Рис. 40. Размещение девонской вулкано-плутонической ассоциации северо-восточного обрамления Южно-Минусинской впадины.

1 — терригенные отложения Минусинского прогиба; *2* — структуры поздних каледонид Западного Саяна; *3* — структуры ранних каледонид Восточного Саяна; *4* — структуры байкалид Протеросаяна; *5* — эффузивы трахибазальт-андезит-трахит-липаритовой формации; *6* — эффузивы перемежающегося характера; *7* — эффузивы базальт-андезит-липаритовой формации; *8* — массивы щелочно-сиенитовой группы (щелочные сиениты и граниты, нордмаркиты, нефелиновых и эгириновые сиениты, граносиениты); *9* — массивы щелочноземельной группы (граносиениты, кварцевые сиениты, граниты, гранофиры, сиенито-диориты); *10* — нижнепалеозойские гранитоиды; *11* — гранитоиды неясного формационного типа.

Цифрами в кружках обозначены массивы щелочно-сиенитовой (*1—10*) и щелочноземельной (*11—17*) групп: *1* — Буровский; *2* — Кортузский; *3* — массив горы Косматой; *4* — Лутатский; *5* — Сайбарский, *6* — массив горы Высокой, *7* — массив горы Таловой; *8* — Байтакский; *9* — плутон Бесь; *10* — Сидоровский Урал; *11* — Шишо-Чозикский; *12* — Кнышинский; *13* — Ирбинский плутон; *14* — Новоспасовский; *15* — Полуденовский; *16* — Шишканакский; *17* — Красносельский.

описываются в составе лутатского, ирбинского, буеджульского и шандынского комплексов. Представляющие их массивы располагаются в правобережье Енисея, образуя цепь различных по форме и размерам интрузивов, простирающуюся в северо-западном направлении от верховьев рек Амыл и Казыр до низовьев рек Туба и Сыда (рис. 40).

Вытянутость массивов и цепочечно-групповое расположение обусловлены их приуроченностью к тектоническим нарушениям, протягивающимся в субширотном направлении вдоль зоны сопряжения девонских отложений межгорных впадин с древними комплексами раннекаледонского Сисим-Казырского прогиба. Здесь же располагаются обширные поля девонских эффузивов. Размещение и состав интрузий зависят от характера и состава проявленных в тех же районах девонских эффузивов. Как это уже отмечалось, в северо-западном (Притубинском) районе в полях девонских эффузивных ассоциаций липарит-трахит-трахиандезит-базальтового типа преобладают щелочно-сиенитовые и сиенитовые интрузии с относительно небольшим количеством кварцевых сиенитов и граносиенитов (лутагский комплекс). Юго-восточнее, в Кизир-Тубинском районе, где в составе салических эффузивов преобладают кислые эффузивы липаритового ряда при подчиненном значении трахитов и ортофиров, существенно повышается роль кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов (ирбинский комплекс). Наконец, в юго-восточной части района, в пределах Амыл-Кандатского прогиба, где развита щелочноземельная базальт-андезит-липаритовая ассоциация, девонские интрузии представлены преимущественно гранитами (шандынский комплекс). Такая смена составов вулкано-плутонических ассоциаций иллюстрируется схемами их размещения (см. рис. 1, 40). По составу среди интрузивных массивов района выделяются две категории: 1) массивы гранитов и сиенитов нормального щелочноземельного состава, сосредоточенные главным образом на юго-восточной окраине Южно-Минусинской впадины (Амыл-Кандатский прогиб) и 2) массивы преимущественно сиенитового состава со значительным участием пород повышенной и высокой щелочности, распространенные особенно широко на северо-западе, в Притубинском районе*. Такая группировка, несмотря на очевидную ее условность, представляется целесообразной, ибо это устраняет ненужные повторения при описании однотипных массивов.

МАССИВЫ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

В данную группу нами включены массивы, в которых преобладают граносиениты и граниты и нет щелочных разностей сиенитов. Наиболее типичными среди них являются Шишо-Чозикский, Ирбинский, Новоспасовский и Кныш инский. Сюда же отнесены Полуденовский, Шишканакский и Красносельский массивы, а также шток горы Сосновой. Представители данной группы составляют в основном южную часть изученной цепи массивов, и только единичные интрузивы отмечаются на севере. К числу таких интрузивов относится Шишо-Чозикский и Кныш инский массивы, с которых мы и начнем характеристику данной группы интрузий.

Шишо-Чозикский массив

Этот массив, имеющий сравнительно небольшие размеры (площадь около 30 км^2) и близкие к изометричным очертания, выражен в рельефе двумя высотами — Шишо и Чозик, находящимися в среднем течении р. Сыда. Он прорывает и ороговиковывает вулканогенные породы имирской и тонской свит. В строении массива принимает участие до-

* В работе не рассматриваются крупные гранитоидные массивы беллыкского комплекса, которые, по мнению авторов, являются додевонскими и к данной категории интрузивов не относятся.

вольно монотонная группа пород сиенит-граносиенитового ряда. Мелкозернистые и отчетливо порфировидные разности встречаются в ограниченном количестве и слагают в основном южную и юго-восточную эндоконтактовые части массива (рис. 41).

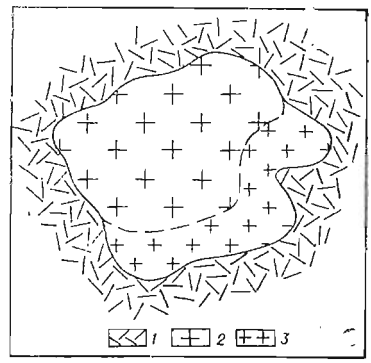


Рис. 41. Схематическая геологическая карта Шишо-Чозикского массива.

1 — диабазы, диабазовые порфириты и миндалефиры тонкой (?) свиты; *2* — кварцсодержащие и кварцевые сиениты, граносиениты; *3* — порфировидные разности краевой фации.

Кварцсодержащие среднезернистые (иногда слабопорфировидные) сиениты являются наиболее типичными породами массива. Они характеризуются розовато-серой, розовой или бурой окраской и при выветривании приобретают своеобразный пятнистый облик, обусловленный «отбеливанием» порфировых и гломеропорфировых выделений плагиоклаза, находящихся в розовой или светло-бурой кварц-полевошпатовой ткани. Плагиоклаз имеет обычно тонкодвойниковое полисинтетическое строение и, как правило, интенсивно серицитизирован. По основности он отвечает олигоклазу № 20—27, однако в единичных зернах ядерные участки имеют андезиновый состав (№ 32—35). Плагиоклазовые таблички обрастаются калинатровым полевым шпатом, который образует также и самостоятельные зерна. Кварц, количество которого меняется в довольно узких пределах (3,5—10%), выполняет межзерновые участки. Встречающийся (до 2,0%) клинопироксен ($2V=59°$; $cNg=43°$) образует мелкие идиоморфные зерна, содержащие обычно вкрапленники апатита и рудного минерала. Главным темноцветным минералом является зеленовато-бурая роговая обманка ($2V=-81°$; $cNg=22°$). Ее зерна также изобилуют включениями апатита, рудного, циркона и биотита. Иногда в них отмечаются реликты зерен моноклинного пироксена. В периферических частях некоторых зерен развит слабоокрашенный буровато-зеленый амфибол, характеризующийся меньшим углом оптических осей ($2V=-75°$), но более высоким (до 24°) значением угла cNg. Помимо отмеченных акцессорных минералов, находящихся в виде вкрапленников в темноцветных минералах, нередко устанавливается сфен, ксеноморфные зерна которого распределяются без видимой закономерности. Из эпигенетических новообразований, кроме обычных пелита и серицита, отмечается мелкочешуйчатый хлорит, развивающийся по биотиту.

Кварцевые сиениты и граносиениты, характеризующиеся мелкозернистым или отчетливо порфировидным строением, являются разновидностью описанной выше группы пород. Порфировые выделения представлены олигоклазом, в центральных частях зерен которого нередко устанавливаются реликты андезина № 35—43. Среди темноцветных минералов преобладает роговая обманка ($-2V=75°$; $cNg=24°$). Имеются единичные зерна моноклинного пироксена и умеренно окрашенного биотита, плеохроирующего от красновато-бурого (по $Ng \approx Nm$) до бледно-желтого, почти бесцветного (по Np). Характерная особенность пород данной группы — присутствие в повышенных количествах сфена и апатита.

Таким образом, представленные описания свидетельствуют о том, что породы Шишо-Чозикского массива имеют двухполевошпатовый характер и переменное содержание кварца (табл. 37). Причем с увеличением содержания кварца породы становятся более лейкократовыми,

Таблица 37

Количественный минеральный состав пород Шишо-Чозикского массива

№ п/п	№ образца	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Роговая обманка	Пироксен	Биотит	Акцессорные
1	532/66	3,5	27,9	60,6	5,1	1,6	Ед. з.	1,3
2	526/66	4,2	33,1	51,4	7,0	2,1	0,2	2,0
3	120/66	5,4	31,0	51,8	9,8	Ед.з.	Ед. з.	2,0
4	527/66	5,8	35,2	49,4	5,9	—	0,2	3,5
5	121/66	6,7	32,0	56,5	2,8	0,8	—	1,2
6	122/66	6,8	34,3	47,6	7,6	Ед. з.	Ед. з.	3,7
7	125/66	7,2	60,2	30,5	1,3	—	—	0,8
8	522/66	9,6	33,4	51,3	2,7	—	0,6	2,4
9	118/66	11,5	50,0	31,9	3,7	Ед. з.	Ед. з.	2,9
10	112/66	15,0	31,8	46,5	5,3	—	Ед. з.	1,4
11	112а/66	18,6	38,2	36,6	3,3	—	1,9	1,4
12	113/66	19,1	56,8	21,6	1,6	—	0,2	0,7

Примечание. 1—8 — кварцсодержащие сиениты; 9—12 — мелкозернистые и порфировидные кварцевые сиениты и граносиениты.

а в составе темноцветных минералов резко снижается количество пироксена до полного исчезновения его в граносиенитах. В разностях с низкими содержаниями кварца плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом, а в кварцевых сиенитах и граносиенитах соотношения обратные. Эта особенность является, по-видимому, главной причиной попадания кварцсодержащих сиенитов в поле кварцевых монцонитов на тройной диаграмме, учитывающей соотношения салических минералов (см. рис. 51).

По химизму наиболее кислые разности пород массива соответствуют кварцевому ортофиру, а кварцсодержащие сиениты приближаются к акеритам. Все породы относятся к нормальному ряду, характеризуются малыми содержаниями извести и незначительным преобладанием натрия над калием ($n=60$—67). В общем же они имеют довольно стабильные петрохимические параметры, заметно меняется лишь мелкозернистость двух выделенных групп пород, в которых величина характеристики «b» колеблется соответственно в пределах 5,5—7 и 9,5—10 (табл. 38).

Немногочисленные дайки, локализующиеся преимущественно в краевых частях массива, представлены сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами и аплитами.

Сиенит-порфиры — это почти мономинеральные породы, состоящие из калинатрового полевого шпата, 10—15% которого приходится на порфировые вкрапленники. Основная полнокристаллическая масса, обладающая на отдельных участках бостонитовой структурой, состоит из таблитчатых интенсивно пертитизированных зерен калинатрового полевого шпата с преобладающим поперечнополосчатым типом пертитов. В интерстициях располагается резко ксеноморфный кварц, количество которого обычно не превышает 5—7%. Характерная особенность субщелочных даек — полное отсутствие в них плагиоклаза, однако в составе калинатрового полевого шпата явно преобладает альбитовая составляющая, на что указывает обильное развитие антипертитов распада. Единственным темноцветным минералом явля-

Таблица 38

Химический состав пород Шишо-Чозикского массива

Окисел	120/66	122/66	112а/66	112/66	524/66
	1	2	3	4	5
SiO_2	60,92	61,70	66,56	66,96	68,20
TiO_2	1,35	0,99	0,60	0,60	0,50
Al_2O_3	16,08	21,32	15,02	15,02	14,83
Fe_2O_3	3,39	3,07	2,43	2,47	2,54
FeO	2,63	2,79	1,70	2,27	1,60
MnO	0,14	0,12	0,08	0,10	0,10
MgO	1,56	1,73	1,56	1,04	0,87
CaO	3,13	2,65	1,44	1,44	1,44
Na_2O	5,40	5,32	5,26	4,80	4,80
K_2O	3,98	4,17	4,65	4,70	4,52
H_2O	0,16	0,16	0,22	0,16	0,20
P_2O_5	0,44	0,29	0,19	0,16	0,16
П. п. п.	0,66	0,28	0,44	0,20	0,20
Сумма	99,84	99,96	100,15	99,86	99,96
a	17,6	17,7	17,8	17,0	16,8
c	1,9	2,0	0,9	1,3	1,3
b	10,0	9,5	7,1	6,3	5,5
s	70,5	70,8	74,2	75,4	76,4
f'	55,0	56,8	51,8	66,8	67,1
m'	26,3	30,8	36,4	27,3	26,1
c'	18,6	12,4	11,8	6,0	6,8
n	67,3	66,0	63,2	60,0	61,7
φ	28,9	27,6	28,6	30,9	38,5
t	1,6	1,2	0,7	0,7	0,6
Q	3,5	4,1	11,8	15,0	17,8
a : *c*	9,1	8,7	20,4	12,7	12,5
f' : *m'*	2,1	1,8	1,4	2,4	2,6
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO \cdot MgO}$	67,1	64,3	58,3	70,5	71,4
(Na+K) : Al	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9

Примечание. 1, 2 — кварцсодержащие сиениты горы Чозик; 3, 4 — мелкозернистые граносиениты горы Чозик; 5 — среднезернистый граносиенит горы Шишо. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР.

ется биотит, листочки которого располагаются в основной массе. Из акцессорных минералов имеются магнетит, апатит и сфен.

Граносиенит-порфиры отличаются от пород предыдущей группы даек биминеральным характером порфировых выделений (плагиоклаз и калинатровый полевой шпат), значительно большим их количеством (30—40%) и относительно более высоким содержанием кварца (15—20%). Мелкозернистая с аплитовой структурой основная масса состоит из калиевого полевого шпата и кварца при незначительном участии

биотита, моноклинного пироксена и рудного. В основной массе иногда, особенно в приконтактовых зонах, устанавливаются микропегматитовые и микрографические структуры.

Аплит характеризуется слегка порфировидным строением. Редкие порфировые вкрапленники слагаются кислым плагиоклазом и обычно окружены каймами калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из практически нацело пелитизированного калиевого полевого шпата и кварца. В виде примеси отмечается рудный.

Контактовое воздействие Шишо-Чозикского массива, в общем незначительное, выразилось в ороговиковании и частичной метасоматической переработке боковых пород. В южной части массива картируются останцы вмещающих пород, вблизи которых кварцевые сиениты становятся более мелкозернистыми и отчетливо порфировидными. Типичных признаков гибридизации не устанавливается, однако встречающиеся в изобилии мелкие ксенолиты и микроксенолиты представлены метасоматически переработанными породами, соответствующими по составу сиенито-диоритам. Центральные части наиболее крупных (5—10 см в поперечнике) ксенолитов слагаются диабазовыми порфиритами с миндалекаменной структурой. Порфировые выделения в них образованы деанортитизированным плагиоклазом, а миндалины выполнены кальцитом, содержащим идиоморфные включения кварца, эпидота и сфена. В строении основной массы, обладающей диабазовой структурой, главную роль играют альбит и хлорит, кварц и магнетит отмечаются в подчиненных количествах (5—6%), а сфен и апатит — в единичных зернах. Иногда в узких (5—8 мм) периферических зонах ксенолитов появляются зерна клинопироксена, что сопровождается очищением плагиоклазовых табличек от серицита и развитием в интерстициях мелких зерен кварца и калиевого полевого шпата.

На востоке Шишо-Чозикский массив контактирует с эффузивной толщей, относящейся, по данным геологических съемок, к тонской свите. Полного разреза по контактовой зоне наблюдать не удается, поскольку последняя приурочена к участку тектонических нарушений. В правом борту р. Сыда, в непосредственной близости (5—6 м) от уреза воды, имеются два коренных обнажения, одно из которых слагается мелкозернистыми кварцевыми сиенитами и граносиенит-порфирами, а другое — ороговикованными диабазами и диабазовыми порфиритами. Между этими обнажениями находятся развалы, детальное изучение которых позволяет установить общий характер контактовых взаимоотношений. Судя по всему, здесь нет резкого контакта между сиенитовым массивом и вмещающими эффузивами, а имеется контактовая зона, насыщенная инъекциями мелкозернистых сиенитов и сиенит-порфиров. Причем внедрение магмы происходило, по-видимому, не только по открытым трещинам, но также и по зонам дробления, на что указывает наличие в отдельных жилах обильных ксенолитов, которые по объему превосходят инъецирующий материал. Так же как и в южном контакте, воздействие сиенитов выразилось в ороговиковании и осветлении вмещающих эффузивов. Отчетливые признаки ороговикования наблюдаются в зонах шириной до нескольких десятков сантиметров. Роговики имеют в основном магнетит-плагиоклазовый состав и пронизаны многочисленными калишпат-кварцевыми прожилками, вблизи которых появляются кварц и мелкочешуйчатый биотит. При движении в сторону вмещающих пород ороговикование и собирательная перекристаллизация рудной пыли носят спорадический, пятнистый характер. Из вторичных минералов здесь наиболее часто встречается цоизит.

Кнышинский массив

Занимает площадь около 25 км² и характеризуется резко вытянутой в плане формой (отношение длины к ширине 10:1). Слагается он преимущественно щелочноземельными граносиенитами (табл. 39), обладающими отчетливой порфировидной структурой, особенно хорошо заметной на выветрелых поверхностях образцов. Свежие, не затронутые выветриванием разности, производят впечатление средне-равномерно-зернистых пород, но под микроскопом они также обнаруживают порфировидное строение. Порфировые и гломеропорфировые выделения слагаются олигоклазом № 20—26, характеризующимся очень тонким («листовым») полисинтетическим двойникованием. В центральных частях некоторых зерен наблюдаются андезиновые (№ 35—38) ядра. Плагиоклазовые зерна и их скопления обычно окружены каемками калинатрового полевого шпата. Промежутки между такими зонального строения агрегатами выполнены мелкими ксеноморфными зернами кварца, роговой обманки и иногда биотита. Роговая обманка по оптическим свойствам относится к ряду обыкновенных ($2V = -80°$; $cNg = 19°$; Ng — буровато-зеленый, Nm — зеленовато-бурый, Np — слабый золотисто-желтый, почти бесцветный). Те части роговообманковых зерен, которые контактируют с кварцем, имеют идиоморфные очертания. Биотит развивается за счет амфибола и только в некоторых разностях образует самостоятельные ксеноморфные зерна. Из акцессорных минералов наиболее развит сфен. В единичных зернах отмечаются рудный, апатит и циркон.

Эпимагматические изменения граносиенитов выразились в хлоритизации биотита, серицитизации плагиоклаза, пелитизации и пертитизации калинатрового полевого шпата, а также частичном окварцевании. Интенсивной серицитизации подвержены лишь андезиновые ядра, при этом среди серицитового агрегата довольно часто устанавливаются неправильные по форме зерна эпидота и листочки хлорита. Пертитовые вростки обычно равномерно распределяются в пределах калишпатовых каемок и зерен и относятся, судя по всему, к пертитам распада. Окварцеванные разности граносиенитов отмечаются в центральной и восточной частях массива. Вторичный кварц, в отличие от первично-магматического, интерстициального, активно замещает зерна калиевого полевого шпата и микроксенолиты диабаза, а также развивается по трещинам в зернах плагиоклаза и роговой обманки. В катаклазированных породах микротрещины выполнены эпидотом, мусковитом и хлоритом.

Структурной разновидностью описанной группы пород являются граносиенит-порфиры, слагающие, по-видимому, приапикальную зону в центральной части массива. Сравнительно крупные и многочисленные фенокристаллы плагиоклаза почти всегда имеют идиоморфные очертания и окружены узкими каймами калинатрового полевого шпата. Мелкозернистая ткань обладает аплитовидной структурой. Она состоит из пертитизированного калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и буровато-зеленой роговой обманки,

Таблица 39

Количественный минеральный состав граносиенитов Кнышинского массива

№ образца	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Акцессорные
159/66	14,6	39,6	39,0	4,6	1,5	0,7
540/66	17,3	34,5	43,8	3,6	Ед. з.	0,8
541/66	17,9	31,2	43,2	5,0	1,0	1,7
156/66	19,9	36,7	38,4	3,9	—	1,1

Таблица 40

Химический состав граносиенитов Кнышинского массива

Окисел	156/66	540/66	541/66	159/66
SiO_2	60,22	65,38	65,54	66,74
TiO_2	0,93	0,60	0,45	0,60
Al_2O_3	17,38	16,05	16,05	16,05
Fe_2O_3	2,42	1,74	1,65	1,65
FeO	3,50	2,44	2,21	2,28
MnO	0,10	0,08	0,06	0,05
MgO	1,90	1,08	1,08	1,21
CaO	3,61	2,89	2,89	2,65
Na_2O	5,91	5,00	4,64	4,80
K_2O	3,18	4,07	4,23	4,07
H_2O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0,44	0,16	0,16	0,16
П.п.п.	0,48	Не обн.	0,18	Не обн.
Сумма	100,05	100,09	100,14	100,26
a	17,6	16,7	16,1	16,2
c	2,8	2,3	2,5	2,5
b	10,3	6,9	6,3	6,3
s	69,3	74,1	75,1	75,0
f'	53,4	56,0	56,2	56,7
m'	31,3	26,4	28,9	32,1
c'	15,3	17,7	14,9	11,2
n	73,8	65,1	62,5	64,2
φ	20,2	21,5	22,3	22,1
t	1,2	0,7	0,5	0,7
Q	0,5	12,4	15,3	15,3
a : *c*	6,2	7,4	6,4	6,6
f' : *m'*	1,7	2,1	2,0	1,8
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	62,6	67,5	65,7	63,6
(Na+K) : Al	0,8	0,8	0,8	0,8

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР.

содержащей вкрапленники рудного, апатита и иногда циркона. Довольно часто в основной массе устанавливаются зерна сфена и листочки биотита.

По количественному минеральному и химическому составу (табл. 39 и 40) породы Кнышинского массива близки граносиенитам Шишо-Чозикского массива; отличаются несколько более высокими значениями характеристик «*c*» и меньшими — «*a* : *c*», что связано с повышенной основностью плагиоклаза. В породах массива часто встречаются ксенолиты и шлиры. Ксенолиты, размеры которых колеблются от 5—10 до 1—2 см в поперечнике, обладают округлой формой и характеризуются темно-серой окраской. Слагаются они в основном

окварцованными и ороговикованными пироксеновыми порфиритами и диабазами. В процессе ороговикования основная масса, состоящая из плагиоклаза и амфибола, приобретает бластическую структуру, при этом порфировые выделения пироксена замещаются буровато-зеленой роговой обманкой, а плагиоклаз соссюритизируется. Для ксенолитов характерны повышенные содержания игольчатого апатита. Кварц чаще всего участвует в строении гранобластовых агрегатов, но нередко он развивается в виде самостоятельных ксеноморфных зерен, тесно ассоциируя в этом случае с калиевым полевым шпатом. В краевых частях ксенолитов устанавливаются признаки растворения, собирательной перекристаллизации амфибола, деанортитизации плагиоклаза и очищения его от продуктов разложения. Отдельные крупные плагиоклазовые зерна частично находятся в роговиковой ткани ксенолитов, частично же участвуют в строении приконтактового граносиенита. Характерно, что очищению от продуктов разложения подвергаются прежде всего те части зерен, которые выступают из ксенолитов. В них устанавливается лишь тонкая вкрапленность рудного минерала.

Шлиры, обладающие округлой, слегка уплощенной формой, также довольно широко распространены и выделяются на фоне порфировидных граносиенитов равномерной и более мелкой зернистостью. Контакты их резкие, размеры меняются от 2—3 до 25 см в поперечнике. Шлиры имеют довольно выдержанный минеральный состав. Они сложены плагиоклазом, роговой обманкой, калиевым полевым шпатом и кварцем.

Плагиоклаз, представленный мелкими таблитчатыми, иногда неправильной формы зернами, по характеру вторичных изменений и строению зерен, а также по взаимоотношению с калиевым полевым шпатом подобен плагиоклазу граносиенитов. Корродирование плагиоклазовых зерен калиевым полевым шпатом — широко распространенное явление: довольно часто наблюдаются клочьевидные реликты плагиоклаза в калишпате. Содержание плагиоклаза в шлирах колеблется обычно в пределах 40—60%, но в некоторых участках поднимается до 85—90%, причем эти колебания устанавливаются даже в пределах отдельных шлифов.

Калиевый полевой шпат представлен двумя генетическими типами. Магматический калиевый полевой шпат, характеризующийся равномерным распределением, развивается в интерстициях или образует каемки вокруг плагиоклазовых зерен. Внутренние границы каемок имеют извилистый бухтообразный характер, а внешние, чаще всего соприкасающиеся с кварцем, приобретают кристаллографические очертания. В виде включений в калиевом полевом шпате отмечаются идиоморфные зерна амфибола, апатита и рудного минерала. Характерна обильная пелитизация и наличие прожилковых и линзовидных пертитов распада. Калиевый полевой шпат второго типа, имеющий метасоматический генезис, представлен ксенобластическими зернами, неравномерное развитие которых обусловливает таситовую структуру. Пертиты для метасоматического калиевого полевого шпата не характерны. Вблизи корродированных зерен плагиоклаза в калишпате устанавливаются клочьевидные, подвергшиеся деанортизации их реликты, которые имеют одинаковую оптическую ориентировку с краевыми частями замещающихся табличек плагиоклаза. Растущие зерна калиевого полевого шпата обладают, по-видимому, сложной формой, о чем свидетельствует одинаковое угасание нескольких близрасположенных, но разобщенных «лапчатых» участков. Калиевый полевой шпат активно замещает также роговую обманку, хлорит, сфен и, что особенно важно, кварц. Об интенсивности процесса замещения можно судить по практически полному отсутствию реликтов этих минералов в крупных калишпатовых зернах,

в которых без особых изменений сохраняются лишь включения циркона и рудного минерала.

Содержание кварца в шлирах изменяется в пределах 5—7%. Он всегда образует резко ксеноморфные зерна, очертания которых в шлифах имеют вид замкнутых ломаных прямых. Интерстициальный характер кварца, не проявляющего сколько-нибудь заметной коррозии других минералов, указывает на позднемагматический генезис. Зерна его обычно свободны от посторонних включений и только иногда в них устанавливаются единичные кристаллики апатита, рудного, сфена и циркона.

Роговая обманка — единственный первично-магматический темноцветный минерал в шлифах. Она обладает примерно одинаковым с плагиоклазом идиоморфизмом, но образует идиоморфные зерна в калиевом полевом шпате первого генетического типа. Роговая обманка замещается хлоритом и эпидотом, которые особенно широко развиты в метасоматизированных разностях.

Таким образом, форма, условия нахождения, резкие контакты, сочетание гипидиоморфнозернистой и бластической структур, а также характер изменения минералов свидетельствуют о ксеногенной природе шлир, хотя при полевой диагностике они могут иногда классифицироваться как сегрегационные образования. Материалом для образования шлир могли послужить продукты кристаллизации ранних инъекций граносиенит-гранодиоритовой магмы, на что, в частности, указывает сходство минерального состава шлир и граносиенитов, а также отсутствие признаков роговиковой перекристаллизации.

Дайки для Кнышинского массива не характерны. Лишь в некоторых местах устанавливается делювий аплитов. Кварцевые жилы встречаются главным образом в пределах контактовых зон. По времени окварцевание пород и развитие кварцевых жил являются наиболее поздним процессом, отчетливо накладывающимся на дайковые аплиты.

Ирбинский массив

Ирбинский интрузив расположен в средней части Кизир-Тубинского района, где начинают преобладать существенно гранитоидные интрузии первой группы (см. рис. 40). Среди массивов этой категории он занимает особое место. С ним и его сателлитами генетически связаны Ирбинские скарново-магнетитовые месторождения. В силу этого Ирбинский массив изучен и описан в литературе более подробно (Поляков, 1958, 1971).

В плане массив имеет неправильную, близкую к изометричной конфигурацию и площадь около 150 км² (фиг. 42). Вмещающими являются девонские эффузивы трахилипарит-андезит-базальтового состава. В восточной его части располагается останец кембрийских вулканогенных и карбонатных отложений нижнего структурного яруса. Останец содержит, кроме того, неясные по возрасту и происхождению интрузивные породы основного и среднего состава. Здесь же располагается Ирбинская группа скарново-магнетитовых месторождений.

В строении Ирбинского массива намечается грубая зональность. В западной, судя по всему, глубже вскрытой его части обнажаются среднезернистые рибекитовые граниты, среди которых на отдельных участках встречаются порфировидные граносиениты и кварцевые сиениты, слагающие более высокие приапикальные уровни тела. Восточная, менее эродированная часть массива и сопровождающие его мелкие тела — сателлиты — сложены порфировидными и мелкозернистыми

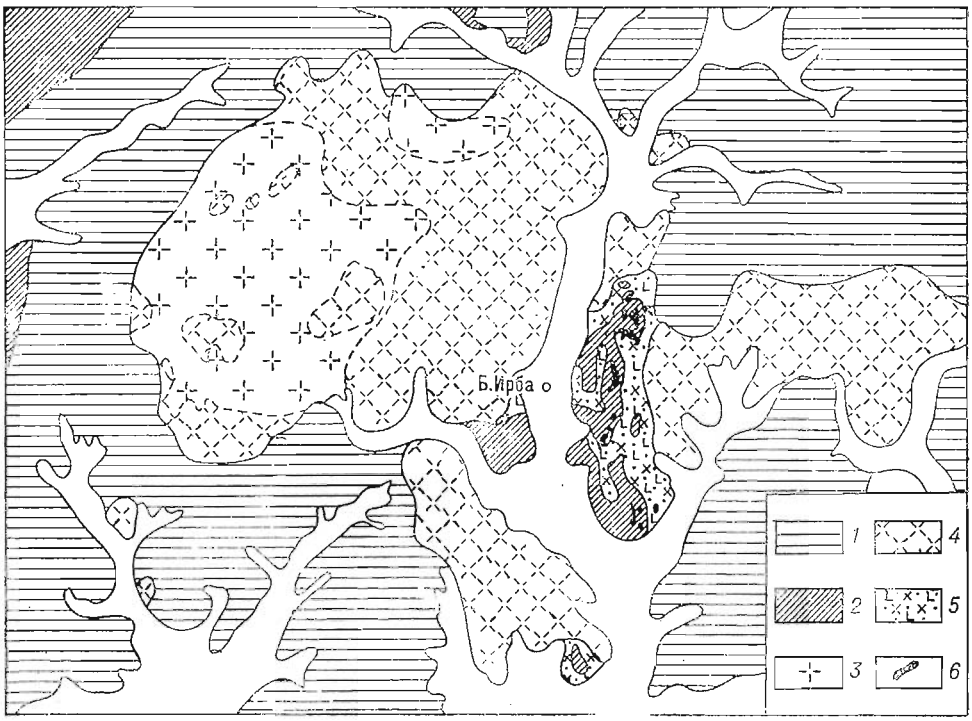


Рис. 42. Схематическая геологическая карта района Ирбинского месторождения.

1 — девонский вулканогенный комплекс: порфириты, плагиопорфиры, кератофиры, ортофиры и их туфы (D_1); *2* — кнышинско-ирбинская свита карбонатных отложений, зеленокаменных эффузивов и их туфов (Cm_{1-2}). Ирбинский массив: *3* — щелочные граниты; *4* — кварцевые сиениты и граносиениты; *5* — сиенитизированные габбро и габбро-диориты Ирбинского останца; *6* — скарново-магнетитовые тела.

разностями граносиенитов и кварцевых сиенитов. В силу недостаточной обнаженности массива вопрос о взаимоотношении этих пород однозначно не решается. Имеются лишь косвенные признаки, указывающие в одних случаях на фазовые, а в других — на фациальные их отношения (Поляков, 1971).

Преобладающие в массиве кирпично-красные мелкозернистые и порфировидные граносиениты характеризуются примерно следующими соотношениями минералов: альбит-олигоклаз (№ 15—16) — 20%, микроклин — пертиты — 55%, кварц — 14—20%, амфибол — 3—7%, акцессорные минералы (циркон, апатит и магнетит) — около 1,5%, иногда в небольших количествах (1—2%) присутствует биотит. Наряду с пертитами широко развиты антипертиты, кварц образует отдельные зерна и микропегматитовые срастания, на долю которых приходится иногда до 20% объема породы. Амфибол представлен листовыми зернами актинолита ($-2V = 82°$; $cNg = 16°$; $Ng = 1{,}668$; $Np = 1{,}642$). Химический состав граносиенитов несколько варьирует, причем главным образом за счет изменения количеств кремнезема (см. табл. 38). Вблизи контактов сиенитов с основными породами вмещающих толщ отмечается повышение их основности и меланократовости с образованием пород, приближающихся по составу к сиенито-диоритам. Мелкозернистые гранофировые их разности встречаются в апикальных частях массива.

Кварцевые щелочные сиениты, связанные с граносиенитами постепенными переходами, представляют собой, по существу, петрографическую разновидность последних. Это серовато-розовые, реже кирпично-красные порфировидного строения породы, состоящие из перти-

тизированного микроклина (60—65%), альбит-олигоклаза № 15—18 (15—20%), кварца (в среднем 15%) и зеленого натрийсодержащего амфибола (5—8%), замещающегося обычно актинолитом и хлоритом. Микроклин ($-2V=86-88°$) содержит примесь альбита. В нем всегда различаются криптопертиты и полосчатые или пятнистые пертиты распада, значительную роль играют антипертиты. В общем, по минеральному и химическому составу (табл. 41) кварцевые сиениты занимают промежуточное положение между нордмаркитами и описанными выше граносиенитами.

Щелочные граниты слагают западную часть массива. Они характеризуются еще более простым и выдержанным минеральным составом.

Таблица 41

Химический состав кварцевых сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов Ирбинского массива

Окисел	49	648	453	448	139	476	475
SiO_2	68,06	68,24	68,70	72,02	72,12	75,50	74,02
TiO_2	0,83	0,59	0,56	0,27	0,37	0,19	0,25
Al_2O_3	14,53	15,09	15,56	14,19	12,54	11,11	12,38
Fe_2O_3	2,78	3,22	2,52	1,70	2,39	1,91	2,05
FeO	1,72	0,52	0,68	0,41	0,90	0,97	0,86
MgO	0,65	0,60	0,28	0,22	0,38	0,36	0,13
CaO	1,90	0,98	1,20	0,70	0,85	1,02	0,93
Na_2O	5,87	4,74	5,08	4,83	4,46	3,75	4,15
K_2O	3,55	4,34	3,74	4,05	4,58	4,45	4,50
П.п.п.	0,16	1,44	0,68	0,74	0,64	0,55	0,68
Сумма	100,21	99,76	99,00	99,13	99,53	99,81	99,95
a	17,4	16,5	16,4	16,0	16,0	14,0	15,0
c	0,6	1,2	1,4	0,8	0,1	0	0,4
b	6,5	5,3	4,8	3,2	4,3	4,4	3,2
s	76,5	77,0	77,4	80,0	79,6	81,6	81,4
a'	—	20,0	26,8	24,1	—	—	—
f'	59,6	61,0	63,5	64,6	64,5	58,5	73,0
m'	16,1	19,0	9,7	11,3	15,5	13,5	8,0
c'	24,3	—	—	—	20,0	28,0	19,0
n	71,5	62,0	67,4	64,4	60,0	61,2	51,0
t	0,9	0,7	0,6	0,3	0,2	0,3	0,3
φ	35,4	51,0	44,0	44,1	46,2	37.0	43,0
Q	15,7	20,8	20,6	26,8	27,0	35,4	32,8
a : *c*	25,2	14,0	11,5	20,0	160	c-0	37,5
f' : *m'*	3,6	3,2	6,5	5,7	4,2	4,2	9,1
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	78,8	76,2	86,7	85,2	80,6	77,6	90,1
(Na+K) : Al	0,92	0,83	0,80	0,87	0,99	0,99	0,94

Примечание. 49 — кварцевый сиенит; 648 — порфировидный кварцевый сиенит; 453 — порфировидный граносиенит; 448 — граносиенит; 139 — щелочной граносиенит; 476 — щелочной гранит; 475 — мелкозернистый щелочной гранит. Анализы выполнены в химлаборатории ЗСФ АН СССР и в Центральной лаборатории КГУ.

Преобладают средне- и мелкозернистые рибекитовые граниты, на отдельных участках встречаются лейкократовые биотит-рибекитовые их разности. Мелкозернистые граниты располагаются обычно на более высоких, сравнительно с полями развития среднезернистых гранитов, гипсометрических уровнях. Там, где эти породы встречаются совместно, они связаны между собой постепенными переходами. Минеральный состав их практически одинаков: калинатровые полевые шпаты (55%), кварц (25—37%), амфибол (8%), циркон (отдельные мелкие зерна). Полевые шпаты представлены микролин-пертитами и антипертитами, свободный плагиоклаз не характерен. Преобладают криптопертиты и полосчатые пертиты распада примерно с одинаковым соотношением калиевой и натровой составных частей. Кварц образует самостоятельные зерна или мозаичного строения прожилки, а также участвует в строении тонкой гранофировой ткани, корродирующей полевошпатовые зерна. Густо окрашенный рибекит обладает следующими оптическими свойствами: Ng — желтовато-зеленый, Np — черный, зеленовато-синий; $Ng = 1{,}696$; $Np = 1{,}692$; $2V = -80°$; $cNp = 5°$. По химизму рибекитовые граниты отвечают стандартным типам пертитов по Р. Дэли (см. табл. 41), отличаясь малыми значениями параметра «*c*» и достаточно большими — «*a*», что указывает на их повышенную щелочность.

Содержание темноцветных минералов в спорадически встречающихся лейкократовых гранитах снижается до 3,5—4%. Наряду с рибекитом в них присутствуют биотит, который закономерно появляется в альбитизированных разностях гранитов вблизи подверженных альбитизации зерен калишпата.

Среди даек, развитых в Ирбинском массиве, выделяются две группы. К первой относятся субщелочные кислые породы (кварцевые сиенит-порфиры, мелкозернистые аплитовидные граносиениты и щелочные гранит-порфиры), ко второй — дайки основного состава (диабазы, диабазовые порфириты и монцонит-порфириты). Наиболее характерная особенность всех пород второй группы — повышенная щелочность, указывающая на связь их с сиенитами и отличающая их от стандартных типов пород основного и среднего состава (табл. 42).

Масштабы контактово-реакционных процессов, связанных с формированием Ирбинского массива, явно бо́льшие по сравнению с другими массивами этой категории. Эндоконтактовые изменения сводятся главным образом к структурным преобразованиям, связанным с закаливанием пород вблизи контактов. Автометасоматические изменения выразились в альбитизации, окварцевании и гематитизации пород массива. На контактах с основными эффузивами и габбро-диоритами Ирбинского останца появляются породы повышенной основности, близкие по составу к сиенито-диоритам.

В рудном поле Ирбинского месторождения имеют место весьма характерные явления гранитизации. Таким изменениям особенно подвержены габбро-диориты Ирбинского останца. Преобразование их начинается с появления в интерстициях мелких зерен кварца, резорбирующего и прорастающего с краев и по спайности таблички плагиоклаза. По мере увеличения количества кварца появляется и развивается в породе калишпат, образующий с кварцем явно вторичный мелкозернистый аллотриоморфного либо гранофирового строения агрегат. Дальнейшее преобразование идет по пути непрерывно прогрессирующего разрастания этого агрегата с вытеснением им первичных минералов, которые сохраняются в новообразованной кварц-полевошпатовой ткани в виде в разной степени резорбированных и дезинтегрированных реликтовых зерен. Состав плагиоклазов в ходе этих изменений меняется в сторону общего покисления. Пироксен актинолитизируется, причем

Таблица 42

Химический состав дайковых пород Ирбинского плутона

Окисел	И-103а	И-34	И-265	И-458	И-2172	И-106
SiO_2	69,92	70,38	71,16	75,65	62,62	58,16
TiO_2	0,38	0,92	0,57	0,20	1,01	2,10
Al_2O_3	14,03	13,39	13,04	11,75	14,31	14,94
Fe_2O_3	1,59	2,68	2,50	2,12	4,21	5,32
FeO	1,80	1,72	0,89	0,43	4,74	5,55
MgO	0,27	0,36	0,34	0,15	2,04	3,10
CaO	1,97	1,40	1,50	0,21	2,90	5,34
Na_2O	4,60	5,09	4,83	3,75	4,03	4,46
K_2O	3,48	2,80	2,99	4,43	3,41	2,18
П. п. п.	1,80	1,04	1,76	0,34	0,68	2,16
Сумма	99,54	99,78	99,58	99,03	99,95	99,31
a	15,0	15,0	14,6	14,0	13,6	13,5
c	1,8	1,2	1,3	0,1	2,6	3,5
b	4,4	5,0	4,1	3,1	12,4	18,3
s	78,8	78,8	80,0	82,8	71,4	64,3
a'	—	—	—	25,0	—	—
f'	72,0	78,5	72,0	67,0	64,5	54,0
m'	11,5	13,5	13,0	8,0	28,0	29,0
c'	16,5	8, 0	15,0	—	7,5	17,0
n	68,0	73,0	70,0	56,0	65,0	71,0
t	0,4	0,9	0,6	0,6	1,2	2,8
φ	33,0	46,0	58,0	54,0	28,0	25,0
Q	26,0	26,0	30,0	38,0	13,0	—1,0
a : *c*	8,0	13,0	11,0	140	5,0	4,0
f' : *m'*	6,3	5,8	5,5	8,4	2,3	1,8

Примечание. И-103а — кварцевый сиенит-порфир; И-34 — граносиенит-порфир; И-265— граносиенит-порфир; И-458 — щелочной гранит-порфир; И-2172 — монцонит-порфир; И-106 — диабазовый порфирит. Анализы выполнены в Центральной лаборатории КГУ.

общее количество фемических минералов последовательно убывает. Сопоставление минерального и химического состава в разной степени преобразованных габбро-диоритов (Поляков, 1971) свидетельствует о том, что эти изменения идут по пути покисления и осветления габброидов с преобразованием их в породы, сближающиеся по составу с кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенито-диоритами. Увеличение содержаний в породах кремнезема и щелочей сопровождается соответственно уменьшением содержаний в них магния и железа при в общем устойчивом поведении кальция, что характерно для начальных стадий гранитизации. Следует особо подчеркнуть сравнительно небольшие масштабы и узко локальный характер рассмотренных процессов гранитизации, проявившихся исключительно в приапикальной зоне Ирбинского интрузива и непосредственно связанных с его внедрением. Точно такие же по характеру и масштабам явления сопровождают и не-

которые другие аналогичные сиенитовые массивы района, причем это, по-видимому, вообще характерно для такого типа субвулканических интрузий. Иногда этим явлениям сопутствует скарново-магнетитовое оруденение (Ирбинское, Краснокаменское, Березовское, Новоспасовское и другие).

Другие изменения, наблюдающиеся в экзоконтактовой зоне Ирбинского массива, зависят в значительной степени от состава вмещающих пород. Так, известняки кнышинско-ирбинской свиты подвергаются мраморизации, а вулканогенные породы — ороговикованию. Зона наиболее интенсивных изменений с полной перекристаллизацией пород обычно не превышает нескольких десятков метров, тогда как следы ороговикования в эффузивах устанавливаются на расстояниях до 200 м от контакта. Девонские альбитофиры превращаются в роговики, состоящие из альбита, актинолита и эпидота. Калиевый полевой шпат образует при этом крупные порфиробласты и отдельные мозаичные скопления. Лабрадоровые и андезитовые порфириты преобразуются вблизи контактов в актинолит-эпидот-кварц-альбитовые роговики, содержащие гнезда эпидот-гранатовых скарнов, количество которых увеличивается с приближением к контакту. Скарны, с которыми связано промышленное магнетитовое оруденение, относятся к контактово-инфильтрационному типу. Среди них выделяются гранатовые (гроссуляр-андрадитовые), пироксен-гранатовые и пироксен-амфиболовые разности. Процессы скарнирования и рудообразования на Ирбинском месторождении описаны в ряде минералогенических работ (Александров, 1938; Богацкий, 1956).

Новоспасовский массив

Новоспасовский массив, занимающий площадь около 80 км², располагается в правобережье нижнего течения р. Казыр. Форма его в плане приближается к изометричной, центральная часть приходится на г. Кара. Массив слагают в основном лейкократовые граносиениты, подчиненное значение имеют кварцевые сиениты и граниты (рис. 43).

Граносиениты обладают желтовато- или красновато-бурой окраской и преимущественно порфировидным строением. Порфировые выделения серицитизированного плагиоклаза и пелитизированного калиевого полевого шпата погружены в мелкозернистую кварц-полевошпатовую ткань, содержащую незначительную примесь темноцветных минералов. Среди последних преобладает обычно интенсивно хлоритизированный биотит, иногда устанавливаются актинолит и полущелочной амфибол. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу № 22—28 или альбит-олигоклазу № 8—12. В некоторых крупных плагиоклазовых зернах устанавливаются ядра андезина № 35—37 или № 42—48. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном, апатитом и иногда ортитом. Характерной особенностью пород данной группы является широкое развитие в них кварц-полевошпатовых срастаний. Количество микропегматитовой ткани иногда достигает 30—50%, и породы приближаются к гранофировым граносиенитам, постепенно переходящим в типичные гранофиры, которые являются, таким образом, структурной разновидностью граносиенитов.

Как видно из табл. 43, породы массива всегда содержат кварц, количество которого отвечает иногда гранитным содержаниям (обр. 514). Породы отчетливо двухполевошпатовые, причем в гранофировых разностях плагиоклаз заметно преобладает над калиевым полевым шпатом, а в граносиенитах и гранитах соотношения меняются на обратные. Из темноцветных минералов для гранофировых граносиенитов более

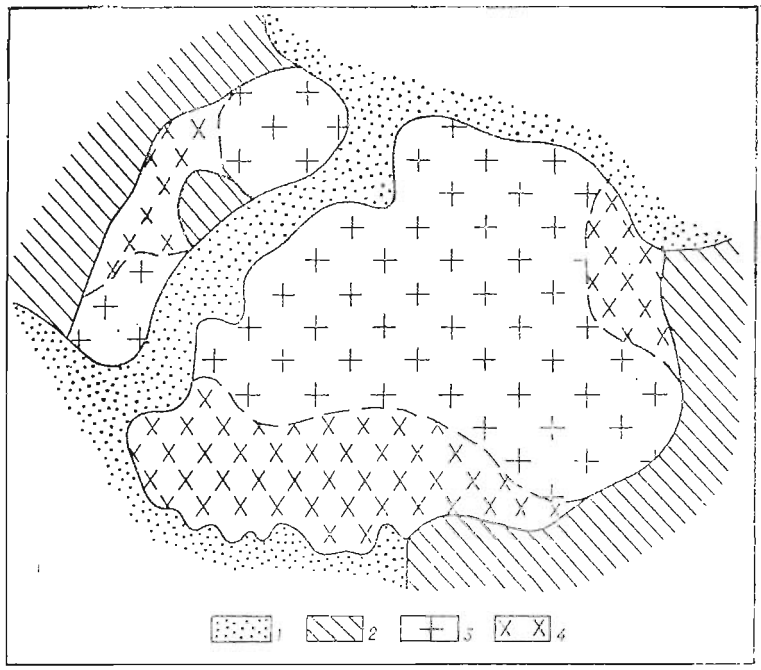


Рис. 43. Схематическая геологическая карта Новоспасовского массива.
1 — четвертичные отложения; *2* — диабазы и авгитовые порфириты кизирской свиты; *3* — граносиениты, кварцевые сиениты и граниты; *4* — сиенито-диориты эндоконтактовой фации.

характерен биотит, а для граносиенитов и гранитов — обыкновенная роговая обманка.

Довольно часто в краевых зонах массива отмечаются призматически-зернистые гранодиориты с аллотриоморфнозернистой структурой. Состоят они главным образом из плагиоклаза, в подчиненных количествах присутствуют калиевый полевой шпат (5—10%), кварц (10—15%), полущелочной амфибол (8—10%) и рудный (2—3%). В качестве примесных минералов отмечаются биотит, апатит и сфен.

Таблица 43

Количественный минеральный состав пород Новоспасовского массива

№ п/п	№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Пертит	Микропегматит	Биотит (хлорит)	Роговая обманка	Акцессорные
1	41/66	9,7	56,1	10,1	22,8	(0,7)	—	0,6
2	31/66	10,3	20,8	13,0	53,7	(1,5)	—	0,7
3	46/66	14,7	29,3	17,7	33,1	2,5	—	0,7
4	513/66	17,3	37,4	14,9	28,1	1,6	—	0,7
5	35/66	26,0*	28,3	44,5*	—	0,7	—	0,5
6	515/66	21,6	27,3	48,4	—	1,8	—	0,9
7	512/66	23,3	21,0	55,1	—	—	0,2	0,4
8	511/66	24,6	18,4	53,8	—	—	1,9	1,3
9	20/66	27,8	14,1	56,6	—	0,6	0,4	0,5
10	514/66	31,3	28,6	37,7	—	—	1,2	1,2

Примечание. 1—5 — гранофировые граносиениты; 6—10 — граносиениты и граниты; * — с учетом количеств, входящих в микрографические срастания.

Таблица 44

Химический состав пород Новоспасовского массива

Оксисл	1	2	3	4	5	6
SiO_2	68,70	71,80	72,44	69,24	65,52	71,31
TiO_2	0,47	0,29	0,29	0,40	0,62	0,30
Al_2O_3	15,00	13,77	13,68	14,29	15,18	13,66
Fe_2O_3	2,41	1,95	1,68	4,80	2,91	1,57
FeO	1,29	1,49	1,03	—	3,71	2,35
MnO	0,08	0,10	0,10	0,09	0,10	0,03
MgO	0,61	0,26	0,35	0,40	1, 7	0,13
CaO	1,20	0,48	0,72	0,75	2,60	1,12
Na_2O	5,19	4,75	4,75	5,95	5,25	5,15
K_2O	4,05	4,50	4,60	2,98	2,59	3,46
P_2O_5	0,07	0,05	0,08	—	0,19	0,04
H_2O	0,18	0,20	0,20	—	—	—
П.п.п.	0,36	0,32	0,82	—	0,57	0,50
Сумма	99,61	99,96	100,06	98,68	100,47	99,62
a	17,0	16,4	15,8	17,1	15,1	15,9
c	1,4	0,6	0,8	0,8	2,4	0,9
b	4,4	3,8	3,3	4,9	8,6	4,1
s	77,2	79,2	80,1	77,2	73,9	79,1
a'	—	7,4	9,1	—	—	—
f'	75,4	81,3	73,5	83,6	70,0	85,4
m'	23,1	11,3	17,4	2,7	22,5	5,2
c'	1,5	—	—	13,7	7,5	9,4
n	66,1	61,6	64,3	75,0	75,5	69,3
φ	46,2	42,7	42,1	82,2	28,3	31,8
t	0,5	0,3	0,3	0,4	0,7	0,3
Q	19,0	25,0	27,8	19,4	15,0	25,3
a : *c*	12,4	29,1	18,6	21,4	6,1	16,8
f' : *m'*	3,3	7,2	4,2	31,0	3,1	16,4
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	76,1	87,5	80,3	98,1	75,5	94,2
(Na+K) : Al	0,86	0,93	0,88	0,92	0,76	0,89

Примечание. 1 — граносиенит (обр. 41/66); 2 — гранофировый граносиенит (обр. 513/66); 3 — гранофир (обр. 31/66); 4 — граносиенит (по В. Д. Чеховичу и В. А. Вержховской, 1968); 5 и 6 — граносиениты (по С. М. Николаеву и др., 1971).

Химический состав пород массива приведен в табл. 44.

Контакты массива обнажены очень слабо; на юго-западе и северо-востоке они полностью закрыты четвертичными отложениями и лишь в северо-западной и юго-восточной частях вскрываются в единичных обнажениях. Вмещающие породы здесь представлены диабазами и авгитовыми порфиритами кизирской свиты. Моноклинный пироксен в них образует редкие порфировые выделения, а основная масса диабазовой структуры слагается лейстами плагиоклаза и располагающимся в интерстициях хлоритом. В связи с массивом отмечаются слабое орого-

викование и скарнирование. В качестве вторичных минералов развиваются диопсид, мелкочешуйчатый биотит и калиевый полевой шпат. Появляются ксеноморфный кварц, амфибол и самостоятельные зерна магнетита, образующиеся в результате собирательной перекристаллизации за счет рудной пылевидной вкрапленности. В конечном счете измененные породы становятся похожими на гипидиоморфнозернистые сиенито-диориты гибридного облика.

Несколько по-иному изменяются диориты и габбро-диориты, встречающиеся на отдельных участках северо-западной и восточной контактовых зон массива. Являясь более ранними по сравнению с граносиенитами, эти породы подвергаются гранитизации, протекающей в две стадии — метасоматическую и магматическую. Изменения начинаются с проявления кварц-полевошпатового метасоматоза, в результате которого по довольно редкой системе скрытых взаимно пересекающихся трещин развиваются зерна кварца и калиевого полевого шпата. Более глубокая стадия развития данного процесса характеризуется появлением кварц-полевошпатовых симплектитов, ведущих себя как самостоятельная минеральная фаза: они заполняют межзерновые пространства, а также интенсивно корродируют плагиоклазовые таблички, слагая в их краевых частях характерные «заливы» и «бухты». Зерна плагиоклаза, обычно нацело серицитизированные в исходных породах, начинают очищаться от продуктов разрушения, вследствие чего появляется грубозональное строение зерен — центральные их части густо насыщены вторичными минералами, а периферические совершенно свободны от них. Характерно, что количество рудных минералов в гранитизированных разностях резко сокращается, уменьшается также количество темноцветных минералов, причем роговая обманка замещается биотитом, а в единичных случаях — актинолитом. Следует отметить, что гранитизация проявилась весьма ограниченно и только на участках, располагающихся в непосредственной близости от контактов массива. О полноте развития этого процесса ориентировочно можно судить по сравнительно невысокому (10—15%) содержанию микропегматитовой ткани, являющейся следствием кристаллизации анхиэвтектического расплава.

Дайковая фация Новоспасовского массива представлена преимущественно граносиенит-порфирами. Количество порфировых выделений в них колеблется в пределах 5—20%. Фенокристы слагаются обычно олигоклазом или зональным олигоклаз-андезином, наряду с которыми довольно часто устанавливается и зелено-бурая роговая обманка, образующая самостоятельные идиоморфные зерна или гломеропорфировые их скопления. Основная масса, характеризующаяся аплитовидной структурой, состоит из калинатрового полевого шпата и кварца с незначительной примесью амфибола, биотита, рудного (магнетита) и апатита. Отличительной чертой кварца, содержание которого в основной массе достигает 15—20%, является тенденция к образованию более или менее идиоморфных бипирамидальных зерен. Дайки граносиенит-порфиров, располагающиеся в пределах экзоконтактовой зоны, содержат обильные ксенолиты и микросенолиты вмещающих диабазов и диабазовых порфиритов, которые в незначительной степени подвергаются описанным выше явлениям метасоматической гранитизации, сопровождающейся развитием кварца и калиевого полевого шпата, а также разложением и дезинтеграцией фемических и рудных минералов.

Иногда отмечаются аплитовые дайки. Аплиты характеризуются гипидиоморфной структурой, обусловленной расположением ксеноморфного кварца между слегка удлиненными табличками пертитизированного калинатрового полевого шпата. Из акцессорных минералов встречаются рудный, сфен и ортит.

Шишканакский массив

Представляет собою западное окончание крупного и сложно построенного Бургонского плутона. В современном эрозионном срезе массив обладает подковообразными очертаниями. Значительная его часть и особенно контакты перекрыты четвертичными отложениями. Небольшие поля вмещающих пород картируются лишь в северной и южной экзоконтактовых зонах. В первом случае они представлены известняками балахтисонской свиты, а во втором — ортофирами низов быскарской серии. Кроме того, в пределах массива иногда отмечаются небольшие по размерам останцы вмещающих пород (рис. 44).

Слагается массив в основном граносиенитами и кварцевыми сиенитами — лейкократовыми среднезернистыми породами, состоящими из плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца. Из темноцветных минералов в незначительном количестве (1—3%) присутствует биотит. Плагиоклаз имеет кислый состав и представлен таблитчатыми зернами, подвергшимися равномерной серицитизации. Вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом.

В качестве структурной разновидности выделяются гранофировые граносиениты, состоящие из олигоклаза № 20—25 (60—70%), симплектитовой ткани (30—38%) и темноцветных минералов (2—3%). Плагиоклаз образует толстотаблитчатые зерна, окруженные, как правило, калишпатовыми оторочками. Межзерновые пространства выполнены микрографическими кварц-полевошпатовыми срастками. Фемические минералы представлены роговой обманкой и биотитом. Вторичные изменения выразились в развитии серицита по плагиоклазам, хлорита по амфиболу и биотиту и пелита по калиевому полевому шпату. Довольно часто отмечается эпидот. Акцессории представлены рудным и апатитом. Так же, как и в граносиенитах, здесь отмечаются ксенолиты и микроксенолиты диабазов и диоритоподобных пород.

В эндоконтактовой зоне западной части массива развиты кварцевые сиенито-диориты. Это розово-серые отчетливо порфировидные породы, состоящие из плагиоклаза (50—60%), калиевого полевого шпата (15—30%), кварца (10—15%) и темноцветных минералов. Характерная особенность пород данной группы — такситовая текстура и насыщенность в разной степени переработанными ксенолитами диабазоподобных пород. Крупные полевошпатовые таблички, играющие обычно роль порфировых выделений, имеют отчетливо зональное строение: преобладающие по объему центральные части слагают-

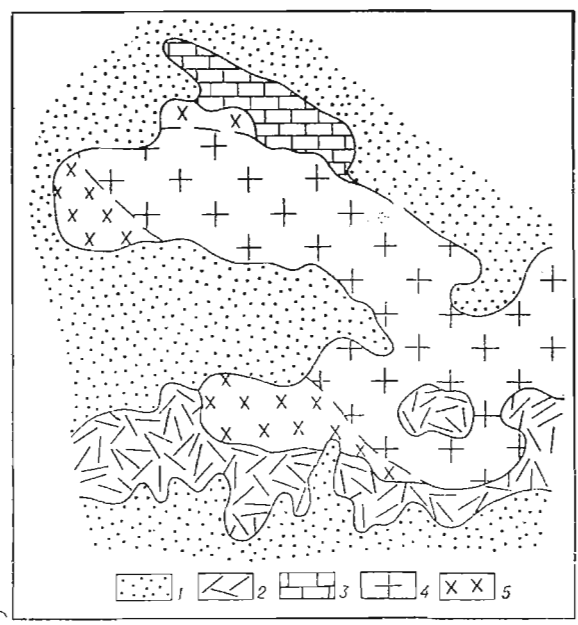


Рис. 44. Схематическая геологическая карта Шишканакского массива.

1 — четвертичные отложения; *2* — ортофиры низов быскарской серии; *3* — известняки балахтисонской свиты; *4* — граносиениты и кварцевые сиениты; *5* — кварцевые сиенито-диориты эндоконтактовой фации.

ся андезином № 35—42, довольно узкие средние зоны — олигоклазом № 18—24 и, наконец, периферические — пелитизированным калиевым полевым шпатом. В меньших по размеру зернах олигоклазовые зоны обычно отсутствуют. Микрозернистая ткань состоит из калишпата, кварца и темноцветных минералов, главным среди которых является амфибол, плеохроирующий в зелено-бурых тонах. Довольно часто устанавливаются крупные, но сильно резорбированные зерна моноклинного пироксена, производящего впечатление реликтового минерала. По нему развиваются уралитовая роговая обманка, биотит и хлорит. В некоторых случаях он корродируется кварцем, а в виде пойкилитовых включений в нем отмечаются рудный и апатит.

Помимо обычных эпимагматических процессов — серицитизации и пелитизации — следует отметить широкое развитие хлорита. По биотиту, роговой обманке и пироксену хлорит развивается в виде псевдоморфоз-монокристаллов, а в интерстициях и редких миароловых пустотах он представлен мелкочешуйчатым агрегатом. В составе вторичных минералов встречается также эпидот. Ксенолиты и микроксенолиты основных пород (диабазов и диабазовых порфиритов) обычно превращены в пироксен-плагиоклазовые или биотит-пироксен-плагиоклазовые роговики. Изменение ксенолитов часто выражается в их гранитизации, которая описана в основных чертах при характеристике изменений пород Новоспасовского массива.

В виде шлир среди сиенито-диоритов устанавливаются породы, приближающиеся по составу к кварц-пироксеновым диоритам. С кварцевыми сиенито-диоритами они связаны постепенными переходами, характеризуясь в общем более высокой меланократовостью. На 60—80% они слагаются серицитизированным андезином № 43—48. Остальное приходится на долю калиевого полевого шпата (5—15%), кварца (5—15%) и темноцветных минералов (10—15%). Калиевый полевой шпат обычно обрастает плагиоклазовые таблички, реже образует самостоятельные ксеноморфные зерна или вступает в микропегматитовые срастания с кварцем. Буровато-зеленый амфибол является преобладающим фемическим минералом. Он образует неправильные зерна, содержащие в своих центральных частях реликты моноклинного пироксена. Последний образует также и самостоятельные скопления мелких изометричных зерен, которые, как правило, окружены амфиболовыми каймами. В виде единичных зерен отмечаются ромбический пироксен и хлоритизированный биотит. Набор акцессорных минералов аналогичен набору в сиенитодиоритах.

Красносельский массив

Представляет собою южную часть крупного Амыл-Хайдымского плутона, который располагается в правобережье среднего течения р. Амыла среди девонской существенно вулканогенной толщи, сложенной диабазовыми, лабрадоровыми, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, а также кислыми эффузивами. Согласно данным А. С. Митропольского и др. (1971), вмещающие породы испытали интенсивный контактовый метаморфизм.

Красносельский массив (рис. 45) плохо обнажен, что, естественно, затрудняет выяснение его размеров и конфигурации в плане. Однако, учитывая характер развития аллювиально-делювиальных четвертичных отложений, можно предполагать, что в современном эрозионном срезе массив обнажается на площади, составляющей не менее 120 км^2. Восточная его часть (район горы Монастырь) осложнена рядом тектонических нарушений. В строении массива принимают участие гранофиры, граносиениты, граниты, кварцевые диориты и монцониты.

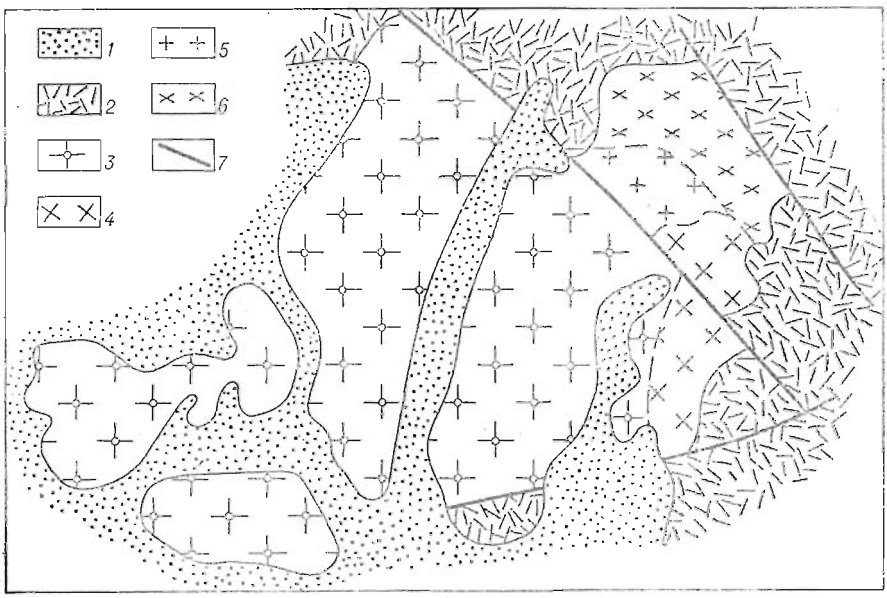


Рис. 45. Схематическая геологическая карта Красносельского массива

1 — четвертичные отложения; *2* — ортофиры и фельзиты быскарской серии; *3* — гранофиры; *4* — аляскитовые граниты; *5* — граносиениты; *6* — кварцевые монцониты; *7* — тектонические нарушения.

Отличительной особенностью Красносельского массива является широкое развитие в его составе гранофиров. Это лейкократовые мелкозернистые порфировидные породы, обладающие розовато- или красновато-бурой окраской. Содержание порфировых вкрапленников, представленных альбит-олигоклазом, колеблется в пределах 10—30%, остальное приходится на долю кварц-полевошпатовых срастаний, имеющих преимущественно микрографический характер. Обычно фенокристы плагиоклаза окружены каймами калиевого полевого шпата, который нередко образует также и самостоятельные с идиоморфными очертаниями зерна. Во многих случаях симплектитовая ткань корродирует краевые зоны полевошпатовых табличек. Кварц образует отдельные ксеноморфные зерна, погруженные в микрографический агрегат.

В небольших количествах (около 1%) присутствуют мусковит и биотит. В качестве акцессорных минералов встречаются магнетит, сфен, циркон и апатит.

Граносиениты распространены более ограниченно, встречаясь в восточной части массива. Они слагаются калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем и темноцветными минералами (табл. 45). Порфировидное строение обусловлено наличием выделений тонко сдвойникованного андезин-лабрадора (№ 50—52), окруженных каймами калинатрового полевого шпата и нацело серицитизированных. Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой, моноклинным пироксеном и биотитом. Все они в той или иной степени подвержены актинолитизации и хлоритизации. Акцессорные минералы — магнетит, сфен и апатит. Отмечаются многочисленные ксенолиты в разной степени измененных диабазов.

Среди граносиенитов на южном склоне горы Монастырь имеется небольшое поле аляскитовых гранитов, характеризующихся довольно простым минеральным составом и устойчивыми количественными соотноше-

Таблица 45

Количественный минеральный состав граносиенитов (1—4) и аляскитовых гранитов (5—10) Красносельского массива

№ п/п	№ образца	Кварц	Калинатровый полевой шпат	Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит (хлорит)	Пироксен	Акцессорные
1	633/67	8,4	40,9	37,5	5,6	—	3,7	3,9
2	632/67	15,3	50,4	25,9	3,2	1,9	0,4	2,9
3	313а/67	18,2	49,0	27,0	2,6	1,6	—	1,6
4	313/67	18,8	46,0	27,7	0,5	4,7	—	2,3
5	628/67	32,2	35,1	30,5	—	(1,8)	—	0,4
6	308/67	34,3	36,6	26,8	—	(1,5)	—	0,8
7	311/67	34,8	34,6	27,8	—	(2,0)	—	0,8
8	311а/67	36,5	41,5	20,7	—	(0,9)	—	0,4
9	309/67	38,3	36,2	23,2	—	(1,3)	—	1,0
10	631/67	46,0	39,5	13,2	—	(0,8)	—	0,5

ниями минералов (табл. 45). Лишь в единичных случаях отмечаются разности с аномально-высокими содержаниями кварца и низкими — плагиоклаза. Калинатровый полевой шпат обычно пертитизирован, а плагиоклаз серицитизирован. Основным темноцветным минералом является практически полностью хлоритизированный биотит. Содержание его не превышает 2%. Среди акцессорных минералов ведущая роль принадлежит магнетиту, реже отмечаются сфен, апатит и циркон. Эпидот имеет в основном интерстициальный характер, кроме того, мелкие четковидные его зерна встречаются в хлоритовых псевдоморфозах по биотиту.

Наиболее развиты аляскитовые граниты в северной части Амыл-Хайдымского массива. Химический состав их, по данным В. П. Ковалева (Митропольский и др., 1972), приведен в табл. 46.

Северо-восточная часть массива (гора Монастырь) слагается кварцевыми сиенито-диоритами и кварцевыми монцонитами. Это средне- и микрозернистые, слегка порфировидные породы, имеющие преимущественно серую окраску. Они характеризуются довольно изменчивыми количественными соотношениями минералов (табл. 47) и насыщены в разной степени переработанными ксенолитами основных пород. Все разности, в том числе и наиболее меланократовые, содержат калиевый полевой шпат, количество которого меняется в пределах от 15 до 32%. Неправильные, тонко сдвойникованные зерна плагиоклаза обычно отвечают по составу олигоклазу № 18—22. В ядрах основность плагиоклаза колеблется от № 36 до № 52. В единичных случаях устанавливаются зерна лабрадора № 58—70 и совсем редко — битовнита № 84—89.

Слабопертитизированный калиевый полевой шпат образует неправильные по форме зерна, часто содержащие в качестве включений плагиоклаз. Среди темноцветных минералов, количество которых меняется от 10 до 16%, обычно преобладает буровато-зеленая роговая обманка, а иногда моноклинный пироксен. Наряду с клинопироксеном встречаются мелкие призматические зерна ромбического пироксена. Оба пироксена замещаются роговой обманкой. Ксеноморфные зерна темно-бурого биотита содержат включения рудного и апатита.

Из описанных выше групп пород наиболее древней является последняя, так как кварцевые монцониты отчетливо инъецируются граносиенитами. На этом, к сожалению, исчерпываются наблюдения над непосредственными возрастными взаимоотношениями выделенных разностей

Таблица 46

Химический состав аляскитовых гранитов Амыл-Хайдымского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO_2	73,00	74,50	74,50	75,00	75,00	75,30
TiO_2	0,26	0,30	0,20	0,15	0,25	0,14
Al_2O_3	14,80	11,90	13,90	12,80	12,56	12,95
Fe_2O_3	0,61	0,62	0,90	0,50	0,86	0,78
FeO	2,29	3,86	0,95	1,47	1,65	0,98
MnO	0,09	0,10	0,07	0,02	0,05	0,06
MgO	0,15	0,20	0,10	0,40	0,20	0,26
CaO	0,95	0,40	1,20	0,50	0,96	0,83
Na_2O	3,77	3,42	3,88	3,80	4,20	3,75
K_2O	4,40	4,20	4,28	4,31	4,20	4,57
П. п. п.	0,02	0,33	0,35	0,44	0,43	0,40
Сумма	100,34	99,83	100,33	99,38	99,46	100,12
a	13,8	13,0	14,3	14,0	14,7	14,3
c	1,1	0,5	1,4	0,6	0,6	0,9
b	5,6	5,6	2,8	3,5	3,0	2,3
s	79,2	80,8	81,6	81,9	81,8	82,4
a'	47,7	23,0	31,0	33,4	—	17,1
f'	47,7	71,4	62,0	48,2	73,9	65,8
m'	4,6	5,8	7,1	18,5	10,8	17,1
c'	—	—	—	—	15,2	—
n	59,2	55,3	57,8	55,0	60,3	55,4
φ	9,4	9,1	28,4	11,1	24,4	25,0
t	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2
Q	30,0	35,3	33,0	35,2	33,5	35,4
a : *c*	12,5	26,0	10,2	13,3	24,3	15,9
f' : *m'*	10,0	12,3	8,7	2,6	6,8	3,8
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	91,3	92,7	89,7	72,2	87,2	79,2
(Na+K) : Al	0,74	0,86	0,80	0,86	0,85	0,87

Примечание. Химические анализы заимствованы из работы А. С. Митропольского и др. (1972).

Таблица 47

Количественный минеральный состав кварцевых сиенито-диоритов (1, 2, 4) и кварцевых монцонитов (3, 5) Красносельского массива

№ п/п	№ образца	Кварц	Калинатровый полевой шпат	Плагиоклаз	Роговая обманка	Биотит	Пироксен	Акцессорные
1	310а/67	8,1	15,4	58,1	3,5	3,0	9,5	2,4
2	307/67	11,2	21,6	49,0	10,9	3,7	1,4	2,2
3	312/67	12,1	32,1	44,3	7,2	1,0	1,0	2,3
4	314-1/67	12,9	16,9	52,7	9,6	4,8	0,8	2,3
5	315/67	15,8	32,0	39,6	9,0	1,8	0,2	1,6

пород. Исходя из особенностей их вещественного состава, можно лишь сделать вывод о фазовом соотношении граносиенитов и гранитов, что подтверждается также и отсутствием переходных, промежуточных разностей между этими группами пород.

К щелочноземельной группе относится также целый ряд внемасштабных тел и штоков. Ниже приводится краткая характеристика двух таких тел — Сосновского и Полуденовского.

Сосновский массив

Представляет собой небольшое (около 1 км²) штокообразное тело, располагающееся среди эффузивов тонской свиты. Он находится в правобережье р. Сыды, восточнее Лутагского массива (см. рис. 40). В плане массив имеет слегка вытянутую в субширотном направлении форму и слагается главным образом граносиенит-порфирами. Порфировые выделения калинатрового полевого шпата составляют от 30 до 70% объема пород, которые в последнем случае обладают типично криптовой структурой. Размеры вкрапленников колеблются от 2 до 4 мм (в поперечнике) и от 5 до 10 мм (по длине). В большинстве своем фенокристы имеют довольно правильные кристаллографические очертания. В отдельных случаях краевые части полевошпатовых зерен содержат обильные вростки идиоморфного кварца. Красная окраска пород связана с интенсивной пелитизацией калиевого полевого шпата. Пелитизации не подвержены лишь центральные части крупных фенокристаллов. Основная масса состоит из пертита и кварца, содержащихся примерно в равных количествах. Структура характеризуется приблизительно одинаковой степенью идиоморфизма полевого шпата и кварца, первый чаще всего образует таблитчатые зерна, а второй — бипирамидальные, дающие в разрезе квадраты и прямоугольники с симметричным погасанием. Темноцветные минералы нацело замещены тонкозернистым хлоритовым агрегатом с гидроокислами железа. Из акцессорных наиболее часто встречаются циркон и магнетит и значительно реже — сфен и апатит.

Полуденовский массив

Находится в левобережье р. Казыр, вблизи слияния его с р. Кизир. Он слагается порфировидными кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Крупные выделения представлены калинатровым полевым шпатом и кислым плагиоклазом. Из темноцветных минералов встречается только биотит, практически нацело замещенный хлоритом. Для мелкозернистой ткани, состоящей в основном из пертита и кварца, характерно широкое развитие микрографических срастаний. Отмечаются акцессорные магнетит и апатит.

Щелочно-сиенитовые массивы

Массивы данной группы характеризуются тем, что слагаются породами с повышенной щелочностью — от щелочных гранитов до нефелиновых сиенитов. Поэтому они обычно имеют относительно более сложное внутреннее строение с преобладающим развитием одной или двух разновидностей. Массивы этой группы располагаются главным образом в северной части описываемой территории, в пределах Белык-Байтакского поднятия. Наиболее яркими представителями являются Сайбарский и Буровский массивы. Сюда же относятся плутон Бесь, Байтакский, Сидоровский и Адрихинский массивы, а также ряд более мелких тел и массивов, слагающих, в частности, горы Лутаг, Высокую и Таловку.

Сайбарский массив

Сайбарский массив привлекал к себе внимание многих исследователей в связи с обнаружением в нем своеобразных нефелинсодержащих пород, которые рассматривались как возможный источник алюминиевого сырья (Вологдин, 1925; 1932; Эдельштейн, 1930; Кузнецов, 1933; Куплетский, 1937; Саранчина, 1940; и др.). Вопросы минералогии этих пород детально освещены в специальной работе В. П. Костюка и Э. С. Гулецкой (1967).

В плане массив представляет собою несколько вытянутое в субмеридиональном направлении тело, занимающее площадь около 40 км^2. Относительно хорошо обнажены только центральная (приуроченная к хр. Сайбар) часть массива, контакты и породы экзоконтактовой зоны скрыты в основном под современными отложениями, встречаясь лишь в единичных обнажениях. Поэтому вполне естественны известные разноречия в оценке возраста массива и вмещающих его пород. Так, по даным Э. Е. Федорова (1948), массив на востоке контактирует с раннепалеозойскими гранодиоритами, а на севере и юге — с нижнедевонскими эффузивами и туфами, среди которых устанавливаются блоки кембросилурийских кремнистых сланцев и известняков. И. В. Лучицкий (1959, 1960) указывает, что Сайбарский массив располагается в основном среди подвергшихся зеленокаменному изменению нижнепалеозойских (Cm_1) эффузивов, которые в южной экзоконтактовой зоне переслаиваются с известняками, а в северной и западной — с кремнистыми сланцами. В некоторых работах имеются указания на то, что в качестве вмещающих преобладают карбонатные породы с подчиненным участием сланцев и песчаников. По данным геологической съемки последних лет, Сайбарский массив располагается в основном среди вулканогенно-осадочных отложений быскарской серии (D_{1-2}), прорывая их. Кроме того, на юге он контактирует с кизирскими эффузивами (Cm_2), а на севере — с раннепалеозойскими гранитоидами (рис. 46).

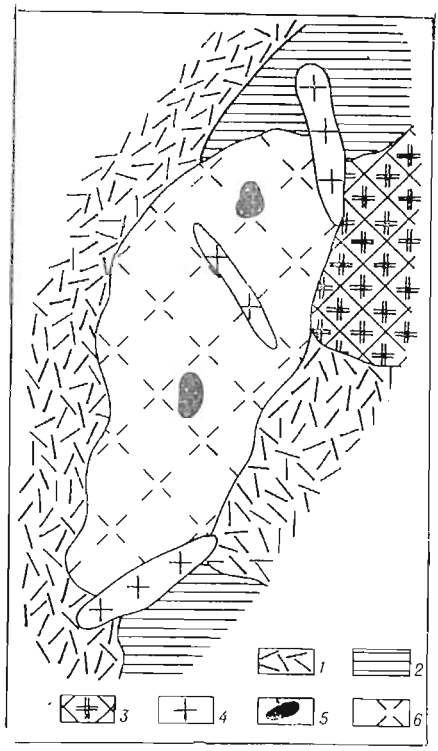


Рис. 46. Схематическая геологическая карта Сайбарского массива (составлена с учетом данных Э. Е. Федорова и Г. М. Саранчиной).

1 — вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии; *2* — нерасчлененные породы нижнего кембрия (зеленокаменные эффузивы, известняки, кремнистые сланцы и песчаники); *3* — нижнепалеозойские гранитоиды; *4* — кварцевые сиениты; *5* — нефелиновые сиениты (сайбариты); *6* — щелочные сиениты.

В строении Сайбарского массива принимают участие три четко индивидуализированные по петрографическому составу группы пород: щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и кварцевые сиениты.

Наиболее развиты щелочные сиениты. Это средне- или крупнозернистые часто трахитоидные породы, обладающие красно-бурой или розовато-серой окраской. Широко распространены пегматоидные разности, слагающие неправильные гнезда. Породы данной группы слагаются в основном калинатровым полевым

шпатом (антипертитом), а также щелочными темноцветными минералами и продуктами разложения последних (табл. 48). Ярко выраженная глубокая степень изменения первичных минералов имеет, по-видимому, автометасоматическую природу.

Калинатровый полевой шпат обычно полностью превращен в антипертит, а фемические минералы в большинстве случаев нацело разрушены и замещены мелкозернистым магнетит-лимонит-альбитовым агрегатом, содержащим примесь кальцита, эпидота, хлорита, кварца и флюорита. В наиболее свежих разностях устанавливаются реликты эгирин-авгита и бесцветного эгирина, а также щелочного амфибола, который, судя по характерной окраске, плеохроизму и дисперсии биссектрис, относится к рибекиту. Планпараллельно расположенные таблитчатые зерна калинатрового полевого шпата ($-2V=83-88°$) имеют отчетливое двойниковое строение, заметное уже в штуфах. В периферических частях зерен широко развиты плагиоклазовые вростки, наиболее крупные из которых характеризуются очень тонкими полисинтетическими двойниками. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном и апатитом.

Таблица 48

Количественный минеральный состав щелочных сиенитов Сайбарского массива

№ образца	Калинатровый полевой шпат	Роговая обманка	Эгирин-авгит	Акцессорные
587-1/66	84,2	6,1	9,7	Ед.з.
586/66	88,4	9,1	—	2,5

В поле щелочных сиенитов иногда встречаются трахитоидные разности, в которых интерстиции между субпараллельно расположенными таблитчатыми зернами калинатрового полевого шпата выполнены цеолитом и (или) либнеритом, являющимися, возможно, продуктами разрушения нефелина или содалита.

Нефелиновые сиениты слагают среди щелочных сиенитов небольшие тела, которые приурочены к наиболее высоким в гипсометрическом отношении частям Сайбарского массива. Всего насчитывается около 20 таких тел размером от 10×10 м до 200×500 м, объединяющихся в две группы — северную и южную. Все тела характеризуются отчетливой полосчатостью, имеющей выдержанное северо-восточное падение под углами 40—80° (Кузнецов, 1933; Федоров, 1948; Лучицкий, 1960). По данным И. В. Лучицкого (1959), породы северной группы отличаются в целом более высоким содержанием нефелина (в среднем 15—20%, иногда до 50%) по сравнению с породами южной группы тел (от 0 до 20%).

Характерные черты пород данной группы — темно-серая окраска, отчетливая порфировидность и резкая полосчатость, которая обусловлена чередованием меланократовых и лейкократовых слоев, отличающихся друг от друга по структурам, размерам и форме зерен, а также по количественным соотношениям минералов. Одни слои почти целиком состоят из нефелина и эгирина, в других главным минералом является калинатровый полевой шпат с незначительной примесью эгирина, щелочного амфибола и нефелина, а в третьих идиоморфные кристаллы нефелина погружены в войлокоподобную эгириновую массу. Структура и состав этих пород настолько своеобразны, что послужили в свое время основанием для выделения особого типа щелочных пород — сайбаритов (Эдельштейн, 1930). Состоят они из калинатрового полевого шпата, нефелина, эгирина, щелочного амфибола и частично содалита. Нефелин и содалит образуют порфировые выделения, а мелкозернистая масса слагается альбитизированным калинатровым полевым шпатом ($Np=1{,}518$) и эгирином. В краевых частях зерен нефелина, интенсивно замещающегося либнеритом, устанавливаются идиоморфные вкрапленники эгирина. Содалит

Химический состав щелочных сиенитов Сайбарского массива

Таблица 49

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	65,85	63,72	60,02	61,95	63,55	58,38	57,23	57,54	57,45	62,00	58,52	53,21	51,38	52,85
TiO_2	—	—	0,70	0,95	0,46	0,62	0,70	0,69	1,05	0,42	0,29	0,89	1,20	0,60
Al_2O_3	19,01	19,36	17,24	17,15	18,87	18,41	19,11	16,37	15,25	16,05	16,70	17,17	16,35	18,02
Fe_2O_3	0,72	1,79	4,25	4,64	3,10	4,31	4,25	4,00	5,60	3,42	4,11	9,80	11,01	8,79
FeO	0,33	0,56	1,15	0,51	0,29	1,15	1,50	2,87	2,24	1,94	3,09	1,57		2,83
MnO	—	0,22	0,31	0,28	0,07	0,11	0,15	0,11	0,43	0,19	0,38	0,33	—	0,33
MgO	—	0,07	0,87	0,75	0,32	1,15	0,88	1,72	1,31	1,38	1,04	0,57	0,71	0,58
CaO	0,52	0,22	1,61	0,61	0,49	0,88	1,65	3,72	2,04	0,96	1,68	1,35	1,48	1,19
Na_2O	5,45	5,73	5,05	5,38	7,52	7,55	7,45	6,22	7,98	7,88	9,10	7,70	9,31	9,74
K_2O	8,36	8,23	7,20	5,89	3,98	4,60	4,63	4,39	4,42	4,12	4,88	4,15	4,41	3,66
P_2O_5	—	—	—	0,29	0,03	0,02	0,13	0,28	0,19	0,31	0,17	—	—	0,06
S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,94	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,33	—	—	—	—	—
BaO	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,02	0,54	0,13	0,40	—	—	—	—	0,27	—	—	0,22	—	0,36
П. п. п.	0,30	—	1,85	0,79	0,67	2,97	2,26	1,98	1,26	1,39	0,80	2,88	3,02	0,18
Сумма	100,56	100,44	100,38	99,64	99,35	100,15	99,94	99,89	99,68	100,06	100,76	99,84	99,81	99,41
a	24,1	24,5	21,8	20,3	22,1	23,8	23,7	20,2	20,7	21,3	22,4	23,7	3,4	24,8
$c(\bar{c})$	0,6	0,3	0,8	0,7	0,6	0,6	1,3	1,6	(3,6)	(1,8)	(4,8)	(0,1)	(5,3)	(2,0)
b	0,9	3,2	7,8	77,0	5,2	7,4	7,7	12,0	8,4	6,6	5,9	13,1	7,9	11,0
s	74,4	72,0	69,6	71,3	72,1	68,2	67,3	66,2	67,3	70,3	66,9	63,1	63,4	62,2
a'	7,7	25,6	—	15,5	33,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	92,3	70,2	65,3	67,0	56,6	67,0	69,1	51,6	44,0	47,1	35,2	79,4	59,5	79,0
m'	—	4,2	19,2	17,5	10,3	26,4	20,0	24,0	26,0	35,3	30,0	7,6	16,2	7,6
c'	—	—	15,5	—	—	6,6	10,9	24,4	30,0	17,6	34,8	13,0	24,3	13,4
n	50,0	51,5	51,6	58,0	74,1	71,4	70,8	68,0	68,4	72,2	68,4	73,3	70,8	76,3
φ	61,3	46,8	47,3	56,0	50,1	51,0	48,2	28,4	14,6	16,5	21,0	65,5	59,5	70,3
t	—	—	0,9	1,0	0,5	0,82	0,94	0,93	1,4	0,5	0,4	1,2	1,7	0,9
$\bar{Q}$	0	5,3	5,1	+1,3	0,6	12,8	14,1	9,6	10,4	3,8	15,8	18,3	25,3	27,2
$a : c(a : \bar{c})$	40,1	82,0	28,1	29,0	37,4	39,6	18,2	12,6	(5,7)	(11,7)	(4,7)	(237)	(4,4)	(12,4)
$f' : m'$	—	17,2	3,4	3,8	5,5	2,5	3,4	2,1	1,7	1,3	1,2	10,4	3,7	10,4
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	100,0	94,6	76,2	79,4	85,6	72,0	77,5	68,3	62,8	67,1	78,5	91,2	88,7	92,3
$(Na+K) : Al$	0,95	0,95	0,93	0,89	0,89	0,95	0,91	0,92	1,17	1,08	1,21	1,00	1,22	1,10

Примечание. 1, 2 — фельдшпатолиты (по Г. М. Саранчиной, 1940); 3, 4 — лейкократовые щелочные сиениты (по Г. М. Саранчиной, 1940); 5 — щелочной сиенит (обр. 4/55); 6, 7, 8 — щелочные сиениты (Лучицкий, 1960); 9 — нефелин-эгириновый сиенит (Саранчина, 1940); 10 — трахитоидный гастингситовый сиенит (обр. 586/66); 11 — рибекит-эгириновый нефелинсодержащий сиенит (обр. 578—1/66); 12 — нефелиновый сиенит (Саранчина, 1940); 13 — крупнозернистый сайбарит (Кузнецов, 1933); 14 — мелкозернистый сайбарит (Эдельштейн, 1925). Анализ 5 выполнен в химической лаборатории КГУ, анализы 10 и 11 — в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

($n = 1{,}495$) представлен округлыми зернами, содержащими редкие пойкилитовые включения калинатрового полевого шпата и эгирина. Встречаются также разности, в которых нефелин и содалит образуют крупные, резко ксеноморфные, часто порфиробластические зерна, переполненные включениями эгирина, калинатрового полевого шпата и щелочного амфибола. Эгирин в большинстве случаев представлен игольчатыми зернами, образующими сноповидные и войлокоподобные агрегаты. В составе акцессорных минералов преобладает сфен, иногда отмечается апатит. Имеются указания на присутствие в сайбаритах акцессорного монацита (Костюк и Гулецкая, 1967). Обычным является и флюорит, развивающийся по микротрещинам, внутри полевошпатовых зерен и среди продуктов разрушения темноцветных минералов. Характерно практически полное отсутствие рудных минералов.

Количественно-минералогический анализ сайбаритов в значительной мере затрудняется тонкой зернистостью и плохой сохранностью первично-магматических минералов. Поэтому количественно-минералогические подсчеты дополняются нормативными отношениями минералов, исходя из химических составов пород. Так, крупнозернистый сайбарит, по данным Я. С. Эдельштейна (1930), содержит 36,2% нефелина (замещенного чешуйчатой массой слюдистых минералов и натролита), 20,9 ортоклаза и микропертита, 25,2 альбита, 17,4 эгирина, 0,3 амфибола и 0,05% магнетита (табл. 49, анализ 13). Нормативный состав мелкозернистой разности сайбаритов выглядит следующим образом: нефелин — 21,02, ортоклаз — 21,7, альбит — 33,56, эгирин — 9,24, диопсид-геденбергит — 4,81 и магнетит — 8,1% (Костюк и Гулецкая, 1967).

Для химизма сайбаритов характерны резкая недосыщенность кремнеземом, преобладание натрия над калием, окисного железа над закисным при довольно низких содержаниях магния и кальция (табл. 49).

В отношении происхождения сайбаритов существуют различные точки зрения. Однако большинство исследователей единодушно связывают сайбариты со щелочными сиенитами. Отмеченные выше особенности петрографического состава, а также детальное минералогическое изучение пород массива, проведенное В. П. Костюком и Э. С. Гулецкой (1967), показывает, что качественный и количественный минеральный состав непрерывно меняется от щелочных сиенитов до сайбаритов. Эти же данные свидетельствуют о несомненно магматической природе пород обеих групп.

Среди щелочных сиенитов устанавливаются мелкие секущие тела кварцевых сиенитов, в контактах которых устанавливается отчетливая закалка. По данным Э. Е. Федорова (1948), эти тела рассекают и нефелиновые сиениты. Иногда они выходят за пределы массива и контактируют непосредственно с вмещающими породами, подвергая их слабому ороговикованию и скарнированию. Наиболее типичные представители данной группы пород имеют порфировидную структуру. Порфировые и гломеропорфировые выделения альбита, содержащего иногда олигоклазовые (№ 25) ядра, составляют от 20 до 40% объема породы и погружены в мелкозернистую массу, состоящую из пертитизированного калиевого полевого шпата, кварца и полущелочной (синевато-зеленой) роговой обманки, которая образует ксеноморфные зерна, частично за-

Таблица 50

Количественный минеральный состав кварцевых сиенитов Сайбарского массива

№ образца	Кварц	Калиевый полевой шпат	Плагиоклаз	Роговая обманка	Акцессорные
201/66	7,1	35,9	47,4	7,4	2,2
585-1/66	7,8	65,3	21,9	3,3	1,7
579/66	8,7	55,7	28,8	3,3	3,5
578-2/66	10,4	57,7	23,4	3,8	4,7

мещенные хлоритом. В большинстве случаев калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом (табл. 50). Исключение составляют бедные кварцем разности, в которых содержания этих минералов равны, а иногда отношения между ними меняются на обратные. Акцессорные минералы представлены главным образом сфеном и рудным, в единичных зернах отмечаются апатит и циркон.

Химический состав и петрографические характеристики (табл. 51) свидетельствуют о принадлежности данной группы пород к нормальному ряду. Низкая основность плагиоклаза отражается высокими значениями характеристики «$a : c$». Обращает на себя внимание и довольно высокая железистость темноцветных минералов.

В Сайбарском массиве достаточно широко развиты дайки. Встречаются они преимущественно в полях щелочных сиенитов как отчетливо секущие тела. Чаще всего это диабазы, значительно реже отмечаются лампрофиры и в единичных случаях — мелкие жилы микросиенитов. Общей чертой всех дайковых пород является глубокая степень изменения темноцветных минералов.

Диабазы на 10—50% состоят из альбитизированного или замещенного серицитом плагиоклаза. В относительно свежих разностях таблички плагиоклаза имеют зональное строение: в ядрах устанавливается лабрадор № 51—62, а при движении к краевым частям основность постепенно снижается до андезина (№ 34) и даже альбит-олигоклаза (№ 8—15). Интерстиции выполняются кальцитом и хлоритом, присутствующими примерно в равных количествах. В хлорит-кальцитовых агрегатах всегда имеется рудная вкрапленность, содержание которой иногда достигает 10%. В виде примеси отмечаются мелкочешуйчатый биотит и игольчатый апатит. Редкие миндалины выполнены главным образом кальцитом с незначительной примесью хлорита.

Таблица 51

Химический состав кварцевых сиенитов Сайбарского массива

Окисел	1	2	3
SiO_2	61,36	64,10	64,62
TiO_2	0,41	0,45	0,52
Al_2O_3	16,69	16,66	15,95
Fe_2O_3	1,94	2,32	2,56
FeO	3,81	2,97	1,32
MnO	0,03	0,04	0,10
MgO	1,82	0,35	1,32
CaO	3,61	1,68	2,07
Na_2O	5,71	6,70	4,90
K_2O	3,74	4,56	5,08
P_2O_5	0,21	0,09	0,23
H_2O	—	0,08	0,54
П. п. п.	0,52	—	0,76
Сумма	99,85	100,10	99,88
a	17,8	20,9	18,2
c	2,2	0,5	1,6
b	10,5	6,9	6,5
s	69,5	71,7	73,7
f'	50,0	69,5	53,7
m'	29,1	8,4	31,6
c'	20,9	22,1	14,7
n	69,9	69,1	59,1
φ	15,6	27,9	33,7
i	0,5	0,5	0,6
Q	1,2	1,7	9,4
$a : c$	8,2	45,1	11,3
$f' : m'$	1,7	8,3	1,7
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$	63,1	89,0	63,0
$\frac{Na + Ka}{Al}$	0,80	0,96	0,85

Примечание. 1 — кварцсодержащий сиенит (обр. 201/66); 2 — кварцевый сиенит (обр. 585-1/66); 3 — кварцевый сиенит (по Г. М. Саранчиной, 1940).

В лампрофирах, состоящих в основном из плагиоклаза и бурой роговой обманки, также наблюдаются значительные изменения первичных минералов. Плагиоклаз нацело альбитизирован и серицитизирован, а роговая обманка замещается хлоритом или хлорито-карбонатным агрегатом, содержащим значительную примесь глинистого материала.

Многочисленные миндалины выполнены или примесью хлорита и карбоната, или кремнисто-хлоритовым агрегатом радиально-лучистого строения. В последнем случае в периферии миндалин устанавливаются хлорит-карбонатные оторочки. В узких зонах, примыкающих непосредственно к стенкам миндалин, плагиоклаз преобретает бурую с перламутровым отливом окраску, обусловленную пропыленностью его гематитовым материалом. Акцессорные минералы представлены рудным и апатитом.

Микросиениты по составу аналогичны щелочным сиенитам, отличаясь лишь повышенными содержаниями темноцветных минералов. Они слагают маломощные, часто ветвящиеся жилы с резкими контактами и характеризуются отчетливой трахитоидностью. Вторичные изменения выразились главным образом в альбитизации минералов. Так, интенсивной альбитизации подвержен калинатровый полевой шпат, а темноцветные минералы нацело замещены магнетит-альбитовым агрегатом. Из акцессорных минералов присутствуют флюорит и апатит.

Буровский массив

Буровский массив находится северо-западнее с. Кортуз, располагаясь в водораздельной части рек Сарушка, Уза и Кара-Беллык, в зоне сочленения Беллыкского поднятия с Сыдо-Ербинской впадиной. В плане он имеет слегка вытянутую форму, занимая площадь около 70 км^2 (рис. 47). Вмещающие породы представлены двумя разновозрастными толщами — кембрийской и девонской. В ближайшем окружении массива преобладают породы первой толщи — зеленокаменные эффузивы, известняки и кремнистые сланцы, которые отчетливо прорываются породами массива. И только в юго-западном контакте картируются девонские эффузивные породы, причем непосредственных их взаимоотношений с Буровским массивом в настоящее время не установлено вследствие слабой обнаженности контактов. Тем не менее имеются указания на послеНижнедевонский возраст массива. Так, согласно данным геологической съемки (Н. Г. Кац и др.), южный контакт массива является рвущим по отношению к эффузивам и туфам быскарской серии. Э. Е. Федоров (1948) полагает, что породы южной части массива моложе тектонического нарушения, разделяющего кембрийские и нижнедевонские отложения.

В восточном контакте массива, в левобережье р. Уза среди зеленокаменных эффузивов кембрия обнажается небольшой шток пироксеновых диоритов. Диориты, обладающие гипидиоморфной структурой, на 75—80% состоят из почти нацело серицитизированного андезина № 40—46 (иногда № 31—35). Клинопироксен ($2V=57°$, $cNg=43°$) образует ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между табличками плагиоклаза. Содержание его изменяется в небольших пределах (15—20%). Калиевый полевой шпат присутствует в количестве 2—3%, из акцессорных отмечаются апатит и рудный. Пироксеновые диориты являются образованиями более древними, нежели сам Буровский массив, так как инъецируются лейкократовыми щелочными сиенитами. Кроме того, в диоритах устанавливаются дайки розовато-серых микросиенитов, состоящих в основном из калинатрового полевого шпата и амфибола баркевикитового ряда ($2V=43—52°$, $cNg=18—20°$) с незначительным участием нефелина, содалита и пироксена.

Буровский массив, подобно Сайбарскому, слагается также тремя группами пород: щелочными, нефелиновыми и кварцевыми сиенитами, возрастные соотношения между которыми еще нельзя считать окончательно доказанными, поскольку имеются лишь единичные наблюдения.

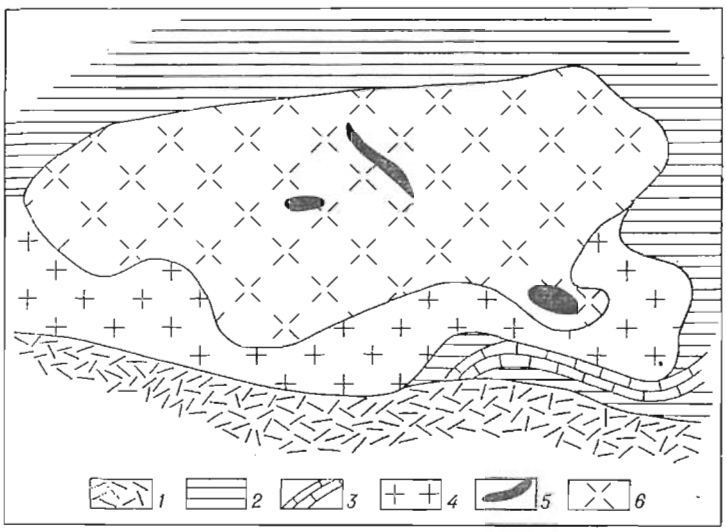


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Буровского массива (по И. В. Лучицкому, 1960).

1 — нижнедевонские излившиеся породы; *2* — нерасчлененные породы кембрия (известняки, кварциты, зеленокаменные породы); *3* — прослеженный пласт известняков; *4* — мелкозернистые граносиениты и кварцевые сиениты; *5* — нефелиновые сиениты; *6* — крупнозернистые щелочные сиениты.

Центральная и северная части Буровского массива слагаются крупнозернистыми часто трахитоидными щелочными сиенитами. Это почти мономинеральные породы, состоящие из калинатрового полевого шпата и незначительных количеств эгирина и эгирин-авгита. Первичный водянопрозрачный щелочной полевой шпат ($2V=84°$; $Ng=1{,}534$; $Np=1{,}526$) сохраняется только в центральных частях наиболее крупных табличек, главная же его масса превращена в антипертиты, образование которых происходит обычно в несколько этапов и наиболее активно протекает в периферических частях зерен. Начальные стадии этого процесса характеризуются помутнением полевого шпата, наступающим вследствие образования обильных криптопертитовых включений. Увеличиваясь в размерах, пертитовые вростки сливаются между собой и в количественном отношении начинают преобладать над ключьевидными реликтами калиевого полевого шпата. В конечном счете довольно широкие краевые зоны полевошпатовых табличек полностью освобождаются от калишпата и слагаются плагиоклазом № 4—5, который по структуре напоминает шахматный альбит. Темноцветные минералы чаще всего представлены эгирин-авгитом, реже — более густо окрашенным эгирином. Они образуют отдельные ксеноморфные зерна и только в единичных случаях отмечаются в качестве вкрапленников в полевых шпатах. Из акцессорных минералов отмечается только сфен.

В качестве фациальных разностей среди крупнозернистых сиенитов встречаются кварцсодержащие, а также нефелинсодержащие щелочные сиениты. Первые характеризуются отчетливой трахитоидностью и присутствием вместо эгирин-авгита щелочного амфибола. Разности, содержащие в незначительных количествах сильно разрушенный ксеноморфный нефелин, отличаются повышенной меланократовостью и обычно мелкозернистой или порфировидной структурой. Содержание эгирина и щелочного амфибола в них поднимается до 7—10%. Остальное приходится на долю калинатрового полевого шпата, обычно преобразован-

ного в антипертиты. Имеется явно наложенный вторичный альбит, корродирующий темноцветные минералы, зерна которых приобретают вследствие этого кружевные очертания. Единственным акцессорным минералом является сфен, слагающий зерна различной формы (от неправильных, клочьевидных до идиоморфных). Э. Е. Федоровым (1948) отмечаются в связи со щелочными сиенитами гнезда пегматитов.

Нефелиновые сиениты развиты незначительно, слагая ряд небольших тел среди щелочных сиенитов. В большинстве случаев это темно-серые с буроватым оттенком порфировидные породы. Порфировидные выделения обычно представлены табличками калинатрового полевого шпата, размеры которых достигают 5—6 см в поперечнике. Нефелин хорошо заметен макроскопически, так как на выветрелых поверхностях полностью разрушен и выщелочен (каверны), а в свежих сколах имеет характерную красновато-бурую окраску и маслянистый блеск. Темноцветные минералы представлены эгирин-авгитом, биотитом и амфиболом, относительные количества которых меняются в довольно значительных пределах, что позволяет выделить амфибол-пироксеновые и пироксен-амфиболовые разности (табл. 52).

В амфибол-пироксеновых нефелиновых сиенитах в качестве порфировых выделений присутствуют калинатровый полевой шпат, нефелин и эгирин-авгит. Зерна пироксена имеют зональное строение. Преобладающие по объему центральные части слагаются умеренно окрашенным эгирин-авгитом с содержанием 33—35% эгириновой молекулы ($2V=88$; $cNp=22°$). К периферии зерен содержание эгириновой составляющей, по-видимому, увеличивается, на что указывает повышение интенсивности окраски (темно-зеленая — по Np) и уменьшение угла cNp. Присутствующие в подчиненном количестве ксеноморфные зерна синевато-зеленого щелочного амфибола содержат включения пироксена и полевого шпата. Характерны значительные содержания сфена, отмечаются рудный и биотит.

В нефелиновых сиенитах, содержащих повышенные количества биотита, пироксен, представленный бледно-зеленым авгитом ($2V=62°$; $cNg=43°$), образует обычно гломеропорфировые скопления и активно замещается биотитом. Зеленовато-бурый густо окрашенный амфибол образует мелкие, идиоморфные, слегка удлиненные зерна. По оптическим свойствам ($2V=57—60°$; $cNg=18—20°$) его можно отнести к баркевикит-гастингситовому ряду. Мелкозернистая ткань обладает гипидиоморфной структурой. Она слагается в основном табличками калинатрового полевого шпата, промежутки между которыми заполнены резко ксеноморфным нефелином. На фоне этих минералов более или менее равномерно распределены мелкие зерна клинопироксена и амфибола.

Пироксен-амфиболовые разности нефелиновых сиенитов также

Таблица 52

Количественный минеральный состав нефелиновых сиенитов Буровского массива

№ п/п	№ образца	Нефелин	Содалит	Калинатровый полевой шпат	Альбит	Эгирин-авгит	Амфибол	Биотит	Сфен	Рудный
1	285/66	10,8	—	75,0	5,4	5,7	1,0	—	1,9	0,2
2	104-2/66	18,6	—	45,1	—	17,6	7,1	11,2	Ед.з.	0,4
3	604/66	17,2	1,5	55,0	—	10,5	15,2	—	»	0,6
4	604-4/66	15,7	3,6	69,8	—	2,6	7,8	—	»	0,5
5	604-3/66	25,0	—	56,2	—	3,5	12,3	—	»	1,0

Примечание. 1 — амфибол-пироксеновый сиенит; 2 — биотит-пироксеновый сиенит; 3, 4, 5 — пироксен-амфиболовые сиениты.

имеют порфировидное строение, но порфировые выделения слагаются исключительно пертитизированным калинатровым полевым шпатом ($2V=-88°$; $cNm=18°$), который преобладает и в основной мелкозернистой ткани. Темноцветные минералы представлены амфиболами двух рядов — рибекитового (Np — светло-бурый, Nm — буровато-зеленый, Ng — темно-синевато-серый; $2V=-49°$) и арфведсонитового (Np — бесцветный, Nm — бледно-серовато-зеленый, Np — зеленовато-бурый; $2V=-72°$; $cNg=32°$). Пироксен отвечает эгиринсодержащему авгиту ($2V=72°$), но в краевых частях зерен состав меняется до эгирин-авгита ($2V=-84°$; $cNp=17°$). В небольшом количестве (4—8%) часто присутствует содалит, выполняющий вместе с нефелином интерстиции. Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным и апатитом.

Нефелиновые сиениты, в том числе и содалитсодержащие разности, часто альбитизируются, превращаясь в эгириновые альбититы.

Перекристаллизация начинается в местах соприкосновения крупных зерен калинатрового полевого шпата. Здесь появляются многочисленные мелкие зерна альбита, характеризующиеся весьма неправильной формой, зазубренными, заливообразными очертаниями и обилием включений игольчатого эгирина. Игольчатые включения отсутствуют в нефелине, а также в неперекристаллизованных калинатровых полевых шпатах, пертитах и антипертитах и развиваются только в альбитовых агрегатах, что в свое время отмечал еще И. В. Лучицкий (1960). Содалит на этой стадии мутнеет и спорадически разлагается, а нефелин и темноцветные минералы остаются без заметных изменений.

В следующую стадию рудные и темноцветные минералы начинают замещаться микрогранобластовыми агрегатами альбита. Характерно, что игольчатый эгирин в таком альбите совершенно отсутствует. В некоторых зернах эгирин-авгита появляются чешуйки биотита. Внутри альбитовых агрегатов, продолжающих развиваться по калинатровому полевому шпату, устанавливаются признаки собирательной перекристаллизации. На этой же стадии появляются самостоятельные зерна водянопрозрачного альбита, лишенного каких-либо включений. Данный процесс протекает не везде с одинаковой интенсивностью и последовательностью. В одних участках происходит быстрое и глубокое изменение темноцветных и рудных минералов вплоть до полной их дезинтеграции, а в других — особенно интенсивно перекристаллизовывается и замещается альбитом калинатровый полевой шпат. Наиболее стойким минералом при этих процессах является нефелин, который лишь на последних стадиях перекристаллизации начинает замещаться эгирином и альбитом. Шестоватые зерна эгирина образуют скопления вблизи нефелиновых зерен, а нередко располагаются в их краях. Неравномерный характер развития эгирина придает альбитизированным породам такситовый облик.

В конечном счете щелочные сиениты превращаются в такситовые породы, в главной своей массе отвечающие эгириновым и эгиринсодержащим альбититам, в которых в виде реликтов сохраняются резорбированные зерна нефелина. В альбититах устанавливаются типичные бластические структуры. Первичные темноцветные минералы и акцессорный сфен нацело замещаются магнетит-альбитовым или хлорит-магнетит-альбитовым агрегатами.

Химические составы щелочных и нефелиновых сиенитов приведены в табл. 53.

Кварцевые сиениты слагают южную часть массива, протягиваясь в виде узкой широтного направления полосы между сиенитами и вмещающими толщами. Э. Е. Федоров (1948) отмечает небольшие тела кварцевых сиенитов также в северной части плутона, среди щелочных сиенитов. Эти довольно устойчивые по вещественному составу породы

Таблица 5

Химический состав щелочных и нефелиновых сиенитов Буровского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	57,88	56,32	56,61	54,35	53,90	54,82	54,64
TiO_2	0,45	0,13	0,62	0,94	0,97	1,21	1,05
Al_2O_3	20,46	20,54	19,78	17,20	71,11	16,21	16,40
Fe_2O_3	2,38	2,22	2,82	6,85	7,20	7,16	7,37
FeO	2,92	2,01	2,00	1,74	2,41	2,22	1,99
MnO	0,06	0,27	0,26	0,48	0,51	0,81	0,43
MgO	0,96	0,52	0,77	0,62	0,29	0,97	1,52
CaO	2,56	0,72	1,11	1,38	1,50	1,67	2,00
Na_2O	6,67	10,74	9,34	9,88	10,16	9,58	9,56
K_2O	4,60	5,70	5,30	5,26	4,26	4,33	4,74
P_2O_5	0,15	0,13	0,09	0,02	0,02	0,10	0,06
П. п. п.	1,22	1,18	0,93	0,71	1,14	0,74	1,20
Сумма	100,31	100,48	99,63	99,43	99,47	99,82	100,96
a	21,9	28,2	26,7	23,8	23,8	22,3	22,3
$c(\bar{c})$	3,1	(4,2)	(2,6)	(6,5)	(5,9)	(5,9)	(6,0)
b	6,8	1,9	4,8	4,8	5,8	7,0	7,7
s	68,2	65,7	65,9	64,9	64,5	64,8	64,0
f'	73,2	13,2	27,5	36,3	58,1	46,6	34,8
m'	24,8	43,4	43,5	27,4	8,6	23,6	33,1
c'	2,0	43,4	29,0	36,3	33,3	29,8	32,1
n	68,8	69,9	71,2	80,0	73,0	70,8	68,8
φ	30,9	0	0	0	8,6	5,0	4,5
t	0,52	0,20	0,80	1,3	1,43	1,60	1,41
$\bar{Q}$	10,5	29,2	24,2	23,8	24,5	20,9	22,6
$a : \bar{c}(a : c)$	(7,1)	6,8	10,2	3,7	4,0	3,9	3,7
$f' : m'$	2,9	0,3	0,6	1,3	6,8	2,0	1,0
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	74,7	82,4	77,5	88,7	88,5	66,4	51,5
(Na+K) : Al	0,78	1,16	1,06	1,27	1,25	1,26	1,27

Примечание. 1 — щелочной сиенит (по И. В. Лучицкому, 1960); 2 — нефелин-эгириновый сиенит (обр. 285/66); 3, 4 — нефелиновые сиениты (по И. В. Лучицкому, 1960); 5, 6, 7 — нефелиновые сиениты (по Г. М. Саранчиной, 1940). Анализ 2 выполнен в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР

всегда отчетливо порфировидны. Полевошпатовые порфировые выделения имеют обычно зональное строение: центральные части слагаются тонко сдвойникованным серицитизированным олигоклазом № 20—22, а периферические — калиевым полевым шпатом, подвергшимся пелитизации и пертитизации. Содержание кварца, представленного ксеноморфными зернами, обычно не превышает 10%. В некоторых случаях оно поднимается до 15—20%, и породы по составу приближаются к граносиенитам. Из темноцветных минералов (2—3%) присутствуют роговая обманка и биотит, а из акцессорных — рудный и апатит. Встречаются также единичные зерна эпимагматических минералов — актинолита, хлорита и эпидота.

Широко развиты в Буровском массиве дайки основного состава — диабазы и диабазовые порфириты. В меньших количествах отмечаются сиенит-порфиры. Дайковые породы отвечают в основном стандартным типам пород, отличаясь лишь некоторыми особенностями. Так, плагиоклаз в диабазах обычно нацело серицитизирован. Отдельные зерна его приобретают отчетливую зональность вследствие деанортитизации и «пропыленности» периферических частей плагиоклазовых табличек тонкодисперсными бурыми включениями окислов железа. В интерстициях устанавливаются кальцит и хлорит, а также незначительные количества радиально-лучистого кварца. Присутствует до 5% рудного минерала, встречается игольчатый апатит.

В диабазовых порфиритах порфировые выделения представлены главным образом соссюритизированным или серицитизированным плагиоклазом и значительно реже — клинопироксеном. Количество фенокристов изменяется от единичных в шлифе зерен до 30—40%. Основная масса имеет диабазовую, редко микродолеритовую структуру и состоит на 50—60% из лейст плагиоклаза, большей частью серицитизированного и альбитизированного; остальное приходится на долю темноцветных минералов — клинопироксена, буровато-зеленого амфибола, биотита и хлорита. Акцессорные минералы представлены игольчатым апатитом и рудным.

Сиенит-порфиры содержат незначительное количество фенокристов калинатрового полевого шпата. В редких гломеропорфировых скоплениях встречается биотит. Основная масса слагается мелкими неправильной формы зернами пелитизированного калинатрового полевого шпата, между которыми располагаются ксеноморфный кварц и землистые (железисто-глинистые) агрегаты с примесью мелкочешуйчатого биотита. Из акцессорных отмечается только рудный минерал.

Массив Бесь

Располагается среди карбонатно-туфогенной и эффузивно-осадочной кембрийских толщ, лишь на отдельных участках он контактирует с предположительно нижнедевонскими эффузивами. Массив занимает площадь около 50 км^2 и имеет в плане вытянутую в северо-восточном направлении форму. Контактовые зоны почти полностью закрыты четвертичными отложениями, но единичные наблюдения позволяют говорить о сравнительно слабом воздействии плутона на вмещающие породы. Ширина контактовых ореолов не превышает, по-видимому, нескольких метров. Участвующие в строении плутона щелочные и кварцевые сиениты слагают самостоятельные поля, которые картируются как отдельные тела, имеющие между собой фазовые отношения.

Щелочные сиениты, состоящие в основном (табл. 54) из идиоморфных таблиц калинатрового полевого шпата ($-2V=86—87°$; $Ng=1{,}533$; $Nm=1{,}529$; $Np=1{,}524$) и резко ксеноморфных зерен щелочных амфиболов (5—15%), слагают центральную и восточную части плутона (рис. 48). Это обычно среднезернистые, часто с трахитоидной структурой породы, однако нередко среди них встречаются крупнозернистые пегматоидные разности. Щелочные роговые обманки представлены баркевикитом и рибекитом, количественные соотношения которых ме-

Таблица 54

Количественный минеральный состав щелочных сиенитов массива Бесь

№ образца	Калинатровый полевой шпат	Роговая обманка	Пироксен	Биотит	Акцессорные
573/66	88,7	11,3	—	—	—
574/66	85,8	12,2	0,8	0,2	1,0

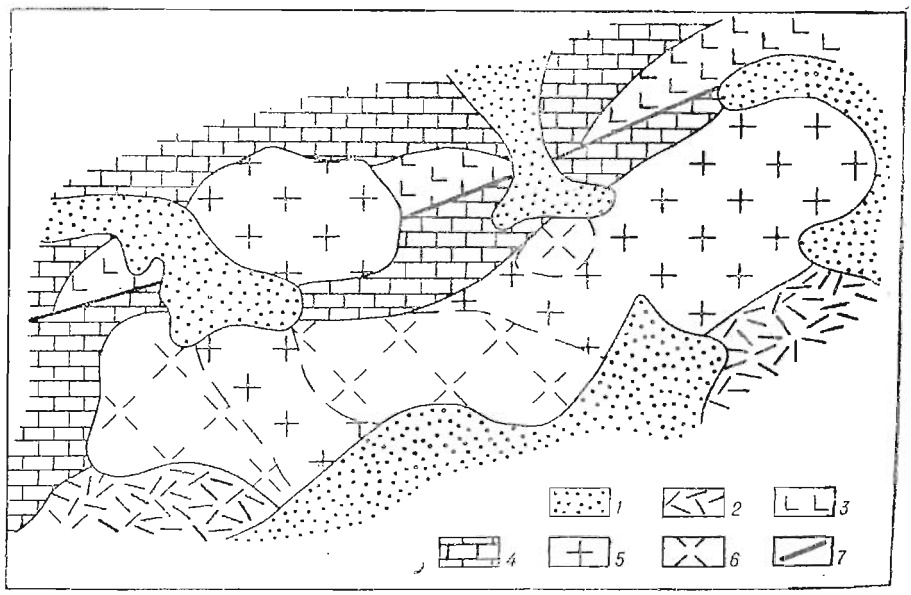


Рис. 48. Схематическая геологическая карта массива Бесь (составлена с учетом данных Э. Е. Федорова, Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдера).

1 — четвертичные отложения; *2* — эффузивы нижнего девона; *3* — основные эффузивы кизирской свиты; *4* — туфогенно-карбонатные отложения кембрия-силура (?); *5* — кварцевые сиениты; *6* — щелочные сиениты; *7* — тектонические нарушения.

няются в широких пределах. В зернах щелочного полевого шпата устанавливается распад на две устойчивые минеральные фазы — альбитовую и калишпатовую; альбит образует пертитовые вростки в краях зерен калишпата и проникает по жилкам в центральные их части. По мере развития процесса распада количество и размер пертитовых вростков увеличиваются и они сливаются между собой, что в конечном счете приводит к образованию антипертитов. Калиевый полевой шпат ($Np = 1{,}518$) сохраняется при этом в виде неправильных, клочьевидных обособлений в тонко сдвойникованных зернах альбита. Из акцессорных минералов встречаются апатит, рудный, циркон, ортит и сфен. Отмечаются также единичные зерна авгита и биотита.

Кварцевые сиениты и граносиениты имеют характерную красновато-бурую окраску и обладают обычно порфировидной структурой. Вкрапленники меняются по составу от альбита № 5—6 ($Np = 1{,}532$—$1{,}534$) до олигоклаза № 18—20. Центральные части наиболее крупных зерен слагаются андезином (№ 30—42), который в большинстве случаев подвержен интенсивной серицитизации. Характерно слабое развитие двойников, причем многие зерна имеют отчетливое зональное строение, выражающееся в постепенном уменьшении основности от центра к периферии (волнисто-зональное угасание). Мелкозернистая ткань, обладающая гранитовой структурой, состоит из плагиоклаза, пертитизированного калиевого полевого шпата ($Np = 1{,}519$), амфибола и всегда ксеноморфного кварца. Пертитовые вростки представлены почти чистым альбитом. Синевато-зеленый амфибол образует идиоморфные зерна и по оптическим свойствам ($2V = -75°$; $cNg = 16°$; $Ng = 1{,}672$; $Np = 1{,}652$) относится к ряду обыкновенных роговых обманок. В некоторых разностях граносиенитов отмечается густо окрашенная роговая обманка ($2V = -82°$; $cNg = 20°$; $Ng = 1{,}666$; $Np = 1{,}641$), зерна которой с периферии замещаются актинолитом. Количественный минеральный анализ (табл. 55) свиде-

тельствует о сравнительно устойчивом составе пород описываемой группы.

В породах эндоконтактовой фации, насыщенной ксенолитами амфибол-пироксен-плагиоклазовых роговиков, основность плагиоклаза в порфировых выделениях несколько повышается (№ 21—24), а зональное строение проявляется более четко. Мелкозернистая ткань слагается калиевым полевым шпатом, кварцем и роговой обманкой ($2V=-64°$; $cNg=23°$; $Ng=1{,}664$; $Np=1{,}650$). Появляется моноклинный пироксен ($2V=63°$; $cNg=39°$) и красновато-бурый биотит. Акцессорные минералы представлены сфеном, рудным, апатитом и цирконом. В целом это более меланократовые породы, содержащие незначительные количества кварца и приближающиеся по составу к кварцевым сиенито-диоритам. Роговая обманка, являющаяся главным темноцветным минералом, по составу аналогична амфиболу роговиков, с которыми кварцевые сиенито-диориты, имеют довольно резкие контакты, несколько осложняющиеся переходом части минеральных зерен роговиков в зону непосредственного эндоконтакта.

Таблица 55

Количественный минеральный состав кварцевых сиенитов и граносиенитов массива Бесь

№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Пертит	Амфибол	Акцессорные
563/66	4,1	43,2	45,5	5,9	1,3
181/66	9,6	48,5	32,4	7,2	2,3
189/66	15,2	42,8	37,1	3,0	1,9
183/66	16,5	38,6	37,6	5,7	1,6
187/66	17,3	34,2	41,2	5,8	1,5

Химические составы пород массива Бесь приведены в табл. 56.

Ксенолиты, устанавливающиеся среди кварцевых сиенитов в пределах эндоконтактовых зон по характеру минеральных парагенезисов и составу отчетливо разделяются на две группы — пироксен-калишпатовые и пироксен-плагиоклазовые.

Представители первой группы и макроскопически, и под микроскопом имеют облик гипабиссальных, полностью раскристаллизованных пород. Однако ксенолитовая природа их совершенно однозначно устанавливается в целом ряде коренных обнажений. Главный минерал в них — аллотриоморфный пертитизированный калинатровый полевой шпат (85—90%). Крупные зерна его, содержащие обычно ядра кислого плагиоклаза, при таблитчатой форме имеют извилистые, зазубренные границы, обусловленные коррозией со стороны основной массы. Содержание моноклинного пироксена не превышает 10—13%. Он представлен округлыми или слегка удлиненными зернами, более или менее равномерно распределенными в пределах основной массы и содержащимися в виде включений в периферических зонах крупных полевошпатовых табличек. Судя по оптическим свойствам (бледно-зеленая окраска, отсутствие плеохроизма, $Np=1{,}690$), состав пироксена отвечает салиту. В кварцсодержащих разностях количество салита уменьшается, зерна становятся более идиоморфными и почти бесцветными. Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом и спорадически появляющимся сфеном. Из вторичных темноцветных минералов присутствуют роговая обманка и биотит, составляющие 1—2% объема породы.

Ксенолиты пироксен-плагиоклазового состава имеют резкие контакты с порфировидными кварцевыми сиенитами, на фоне которых ксенолиты выделяются благодаря своей темно-серой окраске. В большинстве случаев ксенолиты испытывают перекристаллизацию. Ксенолиты пироксен-плагиоклазового порфирита средней основности обладают бластопорфировой структурой с роговиковой основной массой. Реликтовые участки слагаются деанортитизированным плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Плагиоклаз серицитизирован и замещается кварцем с обра-

Таблица 56

Химический состав пород массива Бесь

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	61,94	62,82	66,42	61,25	62,26	63,28	63,92	66,35	60,80	61,00	61,92	63,68
TiO_2	0,71	0,45	0,50	0,44	0,71	0,66	0,71	0,87	0,73	0,68	0,55	0,70
Al_2O_3	17,00	17,90	15,87	16,72	16,74	17,31	16,14	12,33	15,08	17,80	18,12	17,74
Fe_2O_3	0,92	2,34	1,64	4,57	1,29	3,24	2,77	7,05	4,35	2,59	2,66	1,30
FeO	4,72	2,66	2,66	0,22	3,96	1,90	2,07	1,38	2,56	3,43	2,48	2,48
MnO	0,12	0,10	0,06	0,08	0,08	0,12	0,05	0,07	0,07	0,17	0,11	—
MgO	0,86	1,36	1,02	1,37	0,95	0,82	1,02	0,87	1,29	0,80	0,51	0,64
CaO	1,93	0,96	2,04	2,19	1,20	0,96	1,08	0,60	1,97	1,40	1,13	1,20
Na_2O	6,75	7,25	5,31	5,33	6,30	6,00	6,43	5,08	6,52	6,45	6,37	5,92
K_2O	4,98	3,90	4,27	4,62	5,65	4,62	4,29	4,36	4,74	4,87	4,82	5,46
P_2O_5	0,40	0,16	0,21	0,01	0,14	0,14	0,15	0,03	0,03	—	—	—
П. п. п.	—	0,24	0,18	2,69	0,50	0,70	Не опр	0,40	0,60	0,82	1,10	0,68
Сумма	100,07	100,14	100,18	99,43	99,78	99,75	98,74	99,29	99,24	100,01	99,77	99,80
a	21,6	21,3	17,5	18,8	21,7	19,8	20,0	16,7	20,1	21,3	21,2	20,6
$c(\bar{c})$	0,3	1,2	1,6	2,1	0,2	1,2	0,6	(1,0)	(1,0)	1,3	1,4	1,4
b	8,6	6,8	6,4	7,4	7,7	7,0	7,2	8,4	9,7	7,4	6,2	5,4
s	69,5	70,7	74,5	71,7	70,4	72,0	72,7	73,9	69,2	70,0	71,2	72,6
a'	—	0,2	—	—	—	13,4	—	—	—	—	10,0	2,5
f'	60,8	66,6	61,2	58,2	63,1	66,9	58,3	74,4	53,1	76,1	76,7	74,0
m'	16,5	33,2	26,5	32,2	20,6	19,8	23,1	17,1	22,4	18,5	13,3	23,5
c'	22,7	—	12,2	9,6	16,4	—	9,6	8,5	24,5	5,6	—	—
n	67,3	73,8	65,3	63,7	62,9	66,4	71,7	61,7	65,9	67,0	66,8	62,2
φ	8,9	28,8	21,5	54,3	14,1	39,5	34,0	58,4	27,5	29,4	36,6	23,2
t	0,8	0,5	0,6	0,5	0,8	0,8	0,8	1,0	0,9	0,9	0,7	0,8
Q	4,7	2,3	12,1	3,6	3,0	3,4	3,5	15,6	$\overline{2,7}$	$\overline{3,9}$	$\overline{1,4}$	3,0
$a : c(a : \bar{c})$	64,5	18,5	10,6	9,3	100	17,0	33,3	(16,7)	(20,1)	16,4	15,1	14,4
$f' : m'$	3,7	2,0	2,3	1,8	3,1	3,4	2,5	4,3	2,4	4,1	5,8	3,1
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	78,3	66,3	69,4	64,4	75,1	76,7	71,7	81,5	70,7	79,4	85,1	76,0
(Na+K) : Al	0,97	0,90	0,84	0,82	0,98	0,86	0,94	1,06	1,06	0,89	0,84	0,87

Примечание. 1 — кварцевый сиенит (обр. 183/66); 2 — кварцсодержащий роговообманковый сиенит (обр. 563/66); 3 — порфировидный кварцевый сиенит (обр. 175/65); 4 — нордмаркит (обр. 234); 5 — гастингситовый сиенит (обр. 574/66); 6 — рибекитовый кварцсодержащий сиенит (обр. 573/66); 7 — нордмаркит (по В. Г. Лазаренкову, 1962); 8 — кварцевый щелочной сиенит (обр. 364/55); 9 — щелочной сиенит (обр. 184/55); 10 — щелочной трахитоидный сиенит (по А. С. Митропольскому и др., 1971); 11 — щелочной пегматоидный сиенит (по А. С. Митропольскому и др., 1971), среднее из четырех анализов; 12 — щелочной сиенит (по А. С. Митропольскому и др., 1971). Анализы 1, 2, 3, 5 и 6 выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, анализы 4, 8 и 9 — в центральной лаборатории КГУ.

зованием симплектитов. Среди тонкозернистой роговиковой ткани, состоящей в основном из плагиоклаза и диопсида, наблюдаются пятна («узлы») тонкочешуйчатого агрегата биотита, иногда с актинолитом. Биотит в таких скоплениях имеет грязно-бурую окраску. Кварц развивается в виде порфиробластических зерен, иногда он образует ветвя-

щиеся микропрожилки. Центральные части таких зерен совершенно свободны от посторонних включений, а краевые переполнены идиоморфными зернами слегка серицитизированного кислого плагиоклаза. В отдельных случаях к зернам кварца тяготеют крупные чешуйки красно-бурого биотита, а иногда они окружены мозаикой изометричных зерен калинатрового полевого шпата. В связи с развитием кварца в роговиках появляется акцессорный циркон. Присутствующий в относительно больших количествах тонкоигольчатый апатит распределен в основной массе равномерно.

Несколько иначе происходит изменение авгитового порфирита с хорошо раскристаллизованной основной массой. Авгит образует довольно крупные (до 3 мм в ширину и 5—6 мм в длину) фенокристаллы, содержащие многочисленные, иногда нацело серицитизированные лейсты плагиоклаза. Краевые части плагиоклазовых лейст, участвующих в строении основной массы, представлены олигоклазом. Центральные участки интенсивно серицитизированы, причем количество серицитового материала постепенно уменьшается при движении к периферическим зонам, совершенно свободным от посторонних включений. Интерстиции выполнены клинопироксеном, амфиболом и хлоритом, а также спорадически развивающимися кварцем, калиевым полевым шпатом и мелкочешуйчатым биотитом. Акцессорный рудный образует мелкие неправильные по форме зерна, а апатит — игольчатые кристаллики.

Ксенолиты обычно окружены маломощными (несколько миллиметров) роговиковыми оболочками, которые хорошо заметны макроскопически благодаря более тонкой зернистости и темно-серой окраске. Они имеют амфибол-пироксен-плагиоклазовый состав и характеризуются структурой смешанного типа: на фоне диабазовой структуры выделяются отдельные пироксеновые и плагиоклазовые порфиробласты или их скопления. Типичные гранобластические структуры присущи лишь отдельным участкам. Но и в этом случае устанавливаются реликтовые зерна плагиоклаза с серицитовыми ядрами. Новообразованный плагиоклаз обычно мелкозернистый и свободен от глинисто-слюдистых продуктов распада. Клинопироксен оболочек, в отличие от клинопироксена слабоизмененных пород ксенолитов, образует мелкие преимущественно округлой формы зерна. Бурая роговая обманка слагает самостоятельные ксеноморфные, реже изометричные зерна, но нередко развивается за счет клинопироксена, наследуя его формы и вкрапленность рудного минерала. Иногда отмечаются единичные листочки красно-бурого биотита. Кварц развивается в интерстициях, образуя микробластический агрегат. Характерная особенность роговиковых оторочек — обогащенность магнетитом (до 7—10%).

Образования жильно-дайковой фации по вещественному составу разделяются на три группы. К первой группе относятся дайки и жилы щелочных пород: трахитоидные микросиениты, сиенит-порфиры и щелочные пегматиты. Отличительной особенностью данной группы является то, что представители ее локализуются только в пределах полей описанных выше щелочных сиенитов. Главный породообразующий минерал в этих породах — калинатровый полевой шпат ($Np = 1{,}524-1{,}526$), обычно преобразованный в антипертит. Фемические материалы представлены преимущественно щелочными амфиболами. В микросиенитах среди амфиболов преобладает рибекит (до 20—25%), представленный ксеноморфными зернами. В сиенит-порфирах, характеризующихся бостонитовой структурой основной массы, практически единственным темноцветным минералом является гастингсит (10—15%), слагающий обычно идиоморфные зерна. Наименьшее количество темноцветов (5—8%) устанавливается в пегматитах, причем преобладает,

по данным А. Михайлова (1937), арфведсонит, а в качестве акцессорных минералов отмечаются циркон и тороциркон.

Вторую группу составляют дайки кислого субщелочного состава — мелкозернистые граносиениты, сиенит-порфиры и отчасти граносиенит-порфиры. Общая их черта — лейкократовость, причем, красновато-бурый биотит обычно является единственным темноцветным минералом и присутствует в количествах, не превышающих 5%. В отличие от граносиенитов и кварцевых сиенитов соответствующие им дайковые разности лишены плагиоклаза. Порфировые выделения представлены пертитизированным калинатровым полевым шпатом, а мелкозернистая основная масса состоит из калишпата, представленного таблитчатыми зернами, и резко ксеноморфного кварца, выполняющего промежутки между зернами. Основная масса в сиенит-порфирах имеет гипидиоморфнозернистую структуру, а в граносиенит-порфирах, отличающихся более высокими содержаниями кварца,— аплитовидную. Основным акцессорным минералом является рудный, иногда встречаются сфен и циркон.

К этой же группе относятся, по-видимому, и встречающиеся иногда дайки плагиосиенит-порфиров (апосиенит-порфиров) с трахитоидной структурой основной массы. Как редкие порфировые выделения, так и пластинчатые зерна основной массы слагаются в большинстве своем тонко сдвойникованным альбитом. Характерно, что двойниковые пластины развиты только в центральных частях таблитчатых зерен и постепенно исчезают («растворяются») в периферических, судя по всему, калинатрово-полевошпатовых зонах, подверженных пелитизации и содержащих криптопертитовые вростки. В небольших количествах отмечаются рудный, хлорит и биотит, а также гидроокислы железа, развитые в трещинах и по границам зерен.

Дайки основного состава относятся к третьей группе. Как и в большинстве описанных выше массивов, они подвержены значительным автометасоматическим изменениям: плагиоклазы нацело замещены соссюритом, серицитом и альбитом, а темноцветные минералы — кальцитом и хлоритом. Наиболее устойчивой является роговая обманка, однако и ее зерна обычно в значительной степени поражены хлоритом и эпидотом.

Байтакский массив

Байтакский массив, слагающий хр. Кедровый, имеет в плане вытянутую в северо-восточном направлении форму и залегает в основном среди эффузивных пород нижнего девона. Известняки кембрийского возраста установлены лишь в северо-западном его контакте. В строении массива участвуют две самостоятельные группы пород: щелочноземельные сиениты, слагающие юго-восточную и центральную части массива, и щелочные сиениты, картирующиеся на северо-востоке. Непосредственных взаимоотношений между этими породами не установлено.

Щелочноземельные сиениты — это отчетливо порфировидные породы с высоким (30—60%) содержанием вкрапленников. Во вкрапленниках находится пепельно-серый плагиоклаз кислого состава, обладающий слабо выраженным ритмически зональным строением. В центральных частях зерен иногда встречаются андезиновые (№ 33—40) ядра. При изменении сиенитов плагиоклаз серицитизируется, при этом зональная структура проявляется еще резче. Плагиоклазовые таблички обычно окаймляются пертитовым полевым шпатом, замещающимся иногда шахматным альбитом. В виде включений в плагиоклазе отмечаются рудный, биотит, апатит и калиевый полевой шпат.

Мелкозернистая основная масса состоит из калишпата и плагиоклаза (85—90%), кварца (5—10%) и темноцветных минералов (до 5%). Среди темноцветных минералов чаще всего встречаются бледноокрашенный голубовато-синий полущелочной амфибол, образующий агрегаты мелких слегка удлиненных зерен, и мелкочешуйчатый биотит. В некоторых разностях присутствуют единичные зерна клинопироксена и синевато-зеленого густо окрашенного эгирина. Кварц представлен мелкими ксеноморфными зернами, а иногда образует микропегматитовые сростки с калиевым полевым шпатом. Магнетит всегда доминирует среди акцессорных минералов (1—3%), чем, по-видимому, и объясняется повышенная магнитность пород массива, на которую указывают многие исследователи. В единичных зернах отмечаются сфен и апатит, иногда — циркон.

Некоторые разности сиенитов подвержены интенсивным вторичным изменениям. Плагиоклаз в них нередко серицитизирован, темноцветные минералы полностью замещены хлоритом и эпидотом, калиевый полевой шпат пелитизируется. Отдельные минералы (биотит, сфен) разлагаются с сохранением «теневых» форм, возникающих вследствие концентрации рудной пыли по спайным трещинкам и контурам зерен замещенных минералов. Особенно широко измененные разности порфировидных сиенитов развиты в районе предполагаемого контакта со щелочными сиенитами. Однако прямые отношения между ними не устанавливаются.

Щелочные гипидиоморфнозернистые сиениты представляют собой почти мономинеральные породы, состоящие в основном из калинатрового полевого шпата (95—97%). По окраске, облику и составу они напоминают соответствующие разности Сайбарского и Буровского массивов, отличаясь лишь тем, что среди них отсутствуют гигантозернистые разновидности. Темноцветные минералы почти нацело разрушены и замещены альбит-магнетитовым или кварц-мусковитовым тонкозернистым агрегатом. В очень редких случаях устанавливаются реликты бледно окрашенного эгирина. Из второстепенных минералов отмечаются рудный и биотит.

Химические составы пород Байтакского массива приведены в табл. 57.

В щелочных сиенитах довольно часто встречаются ксенолиты диабазов и ортофиров. Первые состоят из лейст альбитизированного и серицитизированного плагиоклаза, между которыми располагаются ксеноморфные зерна буровато-зеленого слабодвупреломляющего амфибола. Второстепенное значение имеют кварц, хлорит, эпидот и кальцит. Акцессорные минералы представлены сфеном и магнетитом. Субщелочные эффузивы изменяются довольно слабо, но явно перекристаллизовываются, приобретая роговиковый облик. Контактовый метаморфизм сопровождается некоторым их осветлением (отбеливанием) и образованием обильных кварцевых прожилков, в которых содержится примесь эпидота и рудного, а также единичные вкрапленники сфена. Редкие порфировые выделения пертитизированного калиевого полевого шпата корродированы с краев и соответственно характеризуются зазубренными очертаниями. Аллотриоморфная основная масса на 98—99% состоит из калинатрового полевого шпата. Остальное приходится на долю рудного минерала и мелкочешуйчатого биотита.

Дайковые породы в Байтакском массиве распространены весьма ограниченно. Чаще других отмечаются дайки кварцевых диабазов. Лейсты плагиоклаза в них замещены с периферии альбитом, а в центре — серицитом. В интерстициях находятся хлорит, кальцит, рудный, биотит и кварц. В щелочных сиенитах встречена дайка сиенит-порфи-

Таблица 57

Химический анализ пород Байтакского массива

Окисел	163/66	167,66	120/55	172 55
SiO_2	63,68	64,68	64,14	64,49
TiO_2	0,66	0,75	0,60	0,69
Al_2O_3	16,78	16,72	16,62	16,04
Fe_2O_3	1,46	1,76	3,43	2,96
FeO	3,50	2,74	0,96	1,34
MnO	0,08	0,10	0,05	0,06
MgO	1,38	0,86	0,90	1,22
CaO	2,41	1,93	1,55	1,55
Na_2O	5,31	6,45	6,12	5,80
K_2O	3,93	4,05	3,93	4,06
P_2O_5	0,21	0,19	0,02	0,01
H_2O	0,06	—	—	—
П. п. п.	0,26	—	—	—
Сумма	99,73	100,23	99,52	99,89
a	17,4	19,6	19,2	18,6
c	2,5	1,1	1,5	1,4
b	7,4	6,7	5,8	6,4
s	72,7	72,5	73,5	73,6
f'	63,1	61,3	67,6	60,3
m'	31,7	21,3	26,4	32,3
c'	5,2	17,4	6,0	7,4
n	67,4	70,8	70,3	68,5
φ	16,9	22,0	50,9	39,5
t	0,8	0,9	0,7	0,8
Q	8,3	4,7	7,1	8,7
a : *c*	6,8	17,3	12,4	13,2
f' : *m'*	2,0	2,9	2,6	1,9
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	66,2	73,8	72,0	65,6
(Na+K):Al	0,76	0,89	0,86	0,87

Примечание. 163/66 и 167/66 — кварцевые порфировидные сиениты; 120/55 и 172/55 — нордмаркиты. Анализы выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР и в Центральной лаборатории КГУ.

ра. Порфировые выделения калинатрового полевого шпата погружены в фельзитовую полевошпатовую основную массу, среди которой отмечаются сферолитоподобные и радиально-лучистые обособления. Наконец, среди деллювиальных обломков, вблизи коренных обнажений порфировидных сиенитов, обнаружены мелкозернистые граносиениты, состоящие из пертитизированного калинатрового полевого шпата (80—85%) и кварца (15—20%). Отмечаются единичные листочки биотита и вкрапленники акцессорных минералов — магнетита, сфена и циркона.

Массив горы Сидоровский Урал

Петрографическая характеристика этого массива уже приводилась в ряде работ (Лазаренков, 1962; Поляков, 1971), поэтому ограничимся кратким его рассмотрением.

В плане массив занимает сравнительно небольшую (около 30 км²) площадь, имеет овальные очертания, обладает четко выраженным зональным строением (рис. 49). Внешняя, периферическая его зона сложена кварцевыми щелочными сиенитами (типа нордмаркитов), центральная — порфировидными граносиенитами. Между этими породами существуют как бы постепенные переходы. Вместе с тем в полях кварцевых щелочных сиенитов обнаруживаются явно секущие их дайки граносиенитов, очень близкие по составу к породам центральной части массива. Непосредственные контакты между породами разных зон не установлены: этому препятствует очень плохая обнаженность склонов горы Сидоровский Урал, по которым эти контакты проходят.

Нордмаркиты периферической зоны массива представляют собой серые крупно- и среднезернистые трахитоидной текстуры породы, состоящие из микроклин-пертита — 67%, олигоклаза (№ 15) — 14, амфибола — 8, кварца — 9, акцессорных и вторичных минералов — 2%. В лейкократовых разностях содержание темноцветных минералов сни-

жается до 4—5%, а в меланократовых, встречающихся вблизи контактов с основными породами, достигают 20—30% и более.

Калинатровый полевой шпат, зерна которого обычно имеют зональное строение, подвержен пертитизации двух видов. Преобладают криптопертиты, тонковолокнистые полосчатые и пятнистые пертиты распада. Наряду с ними в виде явно наложенных вторичных образований встречаются оболочковые, жилковые и петлевидные пертиты (часто антипертиты) замещения. Олигоклаз представлен идиоморфными таблитчатыми зернами. Среди амфиболов преобладает сиренево-зеленая разность, промежуточная по оптическим свойствам между арфведсонитом и рибекитом ($sNg \leqslant 40°$; $Ng = 1{,}666$; $Np = 1{,}655$). Реже встречается обыкновенная буро-зеленая роговая обманка ($-2V = 66—70°$; $cNg = 18—19°$; $Nm = 1{,}679$) и вторичный натровый амфибол глаукофан-рибекитового ряда, характеризующийся черно-зеленой с синеватыми и фиолетовыми оттенками окраской, небольшим (3—5°) углом погасания и большим отрицательным углом оптических осей. Ксеноморфный кварц выполняет промежутки между зернами полевых шпатов и амфиболов. Минералы-примеси представлены цирконом и апатитом.

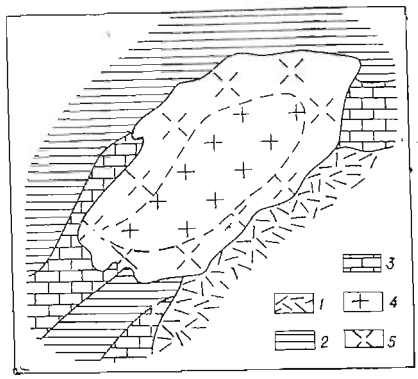


Рис. 49. Схематическая геологическая карта массива Сидоровский Урал.

1 — нижнедевонские эффузивы; *2* — нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения; *3* — карбонатные отложения нижнего палеозоя; *4* — порфировидные кварцевые сиениты и граносиениты; *5* — кварцсодержащие щелочные сиениты (нордмаркиты).

По химическому составу кварцевые щелочные сиениты горы Сидоровский Урал отвечают нордмаркитам, по Р. Дэли, отличаясь более высокими содержаниями кремнезема и несколько большими значениями в составе щелочей натрия (табл. 58).

Вторичные изменения нордмаркитов имеют преимущественно автометасоматический характер и выразились в явлениях альбитизиции калинатровых полевых шпатов, развитии биотита и тонкоигольчатого апатита, а также мелкозернистого кварцевого и кварц-полевошпатового гранофирового агрегата, корродирующего другие минеральные зерна.

Граносиениты центральной части массива (внутренняя зона) характеризуются устойчивым внешним обликом и относительно постоянным составом. Они обладают розовато-серой окраской и четко выраженной порфировидной структурой. Вкрапленники представлены удлиненными, закономерно ориентированными табличками розового калишпата и реже — матово-серыми зернами плагиоклаза. Основная масса имеет гранитовую структуру; она сложена плагиоклазом — 35%, микроклином и микроклин-пертитом — 28—30, кварцем — 27, амфиболом — 7 и акцессорными минералами (апатит, циркон, сфен и магнетит) — около 1%. Калинатровые полевые шпаты, как и в нордмаркитах, интенсивно пертитизированы, встречаются антипертиты. Буровато-зеленая роговая обманка отвечает по оптическим свойствам гастингситу. По химическому составу (см. табл. 58) граносиениты близки к щелочноземельным гранитам, по Р. Дэли, отличаясь меньшими содержаниями кремнезема и большими — щелочей.

Дайки массива представлены мелкозернистыми аплитовидными гранитами и рибекитовыми граносиенитами. Последние очень близки по минеральному составу к порфировидным граносиенитам центральной части массива.

Таблица 58

Химический состав пород массива Сидоровский Урал

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	65,05	64,12	69,30	75,64	62,62
TiO_2	0,77	0,77	0,32	0,20	0,61
Al_2O_3	15,28	15,46	14,48	12,11	17,68
Fe_2O_3	2,71	3,33	1,91	1,24	2,29
FeO	1,87	1,68	1,25	0,32	2,67
MgO	1,09	1,13	1,08	0,28	0,86
CaO	0,70	1,12	1,47	0,44	1,42
Na_2O	6,14	6,38	3,89	2,60	6,78
K_2O	4,22	3,96	4,21	5,74	4,60
П.п.п.	0,49	0,32	0,83	0,60	0,31
Сумма	98,35	98,27	98,74	99,18	100,14*
a	20,0	19,6	14,6	13,5	21,4
$c(\tilde{c})$	(0,7)	0,5	2,0	0,4	1,0
b	6,1	7,1	5,4	3,0	6,7
s	73,5	72,8	78,0	83,1	70,9
a'	—	—	13,0	44,0	—
f'	56,0	62,0	53,0	40,0	68,3
m'	30,0	26,0	34,0	16,0	21,5
c'	14,0	12,0	—	—	10,2
n	73,0	71,0	58,0	40,0	69,2
φ	0,9	0,9	0,3	0,2	0,7
t	40,0	40,0	30,0	31,0	28,9
Q	5,7	6,0	15,0	39,0	2,0
$a:c(a:\tilde{c})$	(30,0)	40,0	7,3	34,0	20,8
$f':m'$	2,3	2,5	1,6	2,8	3,2
$\frac{FeO\cdot 100}{FeO+MgO}$	69,3	70,9	59,5	73,0	75,5
(Na+K) : Al	0,96	0,95	0,76	0,87	0,91

Примечание. 1 — нордмаркит (обр. 523); 2 — нордмаркит (обр. 538); 3 — граносиенит (обр. 547); 4 — аплитовидный гранит (обр. 140); 5 — нордмаркит (по В. Г. Лазаренкову, 1962). Анализы 1—4 выполнены в Центральной лаборатории КГУ. * — включая 0,14% MnO и 0,16% P_2O_5.

Контактовые изменения, проявляющиеся в узкой, измеряемой первыми десятками метров зоне, состоят в мраморизации известняков и ороговиковании вулканических пород; явления скарнирования редки.

Адрихинский массив

Этот массив располагается в левобережье среднего течения р. Сыда, восточнее Шишо-Чозикского массива. Он обладает многими признаками субвулканического тела, формировавшегося в резко гипабиссальных, приповерхностных условиях. В пользу этого говорят небольшие размеры (площадь около 1, 5 км^2) массива и залегание его среди пород верхней части эффузивной толщи нижнего — среднего девона, а также обилие миароловых пустот в породах и очень слабое контактовое воздействие интрузива на вмещающие толщи (ширина зоны приконтактовых изменений измеряется первыми метрами).

Все породы массива порфировидные, причем порфировые выделения представлены обычно плагиоклазом, содержание которого колеблется от 12 до 33%. Калинатровый полевой шпат представляет собой антипертит. Характерна общая лейкократовость пород, вместе с тем в них устанавливаются относительно высокие содержания рудного минерала, количество которого сопзмеримо с суммарным количеством темноцветных минералов. Для всех пород характерно наличие оранжево-бурого слабожелезистого биотита и обилие апатита. Кварц является постоянным минералом, однако содержание его редко превышает 10—15%. Акцессорные минералы представлены в основном магнетитом и апатитом, в биотитовых разностях встречаются сфен и циркон. Многочисленные миароловые пустоты выполнены кварцем, кальцитом, хлоритом и гранатом. По характеру темноцветных минералов и содер-

Таблица 59

Количественный минеральный состав пород Адрихинского массива

№ п/п	№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат	Биотит (хлорит)	Амфибол	Пироксен	Рудный
1	103/66	—	21,0	70,4	1,1	—	4,3	3,2
2	102/66	—	12,3	82,3	0,5	—	2,2	2,7
3	520/66	3,4	11,5	80,0	Ед.з.	2,8	Ед. з.	2,3
4	520а/66	8,2	—	86,4	1,9	—	1,3	2,2
5	521/66	17,7	32,7	46,0	(0,5)	1,8	—	1,3

Примечание. 1, 2 — авгитовые сиениты; 3 — амфиболовый сиенит; 4 — кварцевый сиенит; 5 — граносиенит.

жанию кварца среди пород массива выделяется несколько разновидностей: пироксеновые, амфиболовые и кварцевые сиениты, граносиениты. Количественный минеральный состав этих пород приведен в табл. 59, а химический — в табл. 60.

Наиболее распространены пироксеновые сиениты. Они обладают отчетливой порфировидной структурой. Вкрапленники, количество которых иногда достигает 40%, сложены в равной степени пироксеном и плагиоклазом. Последний содержит, судя по наличию пелита в продуктах разложения, калий. Замещение пелитом наблюдается только в периферических частях зерен, тогда как в ядерных участках развивается серицит. Тем самым подчеркивается зональное строение полевошпатовых зерен, ядра которых слагаются плагиоклазом, а периферия — калинатровым полевым шпатом. Основность плагиоклаза в некоторых ядрах отвечает лабрадору № 54. Основная масса состоит из калинатрового полевого шпата с примесью авгита ($2V=56°$, $cNg=44°$), магнетита, биотита и апатита. Округлые, часто удлиненные зерна авгита тяготеют к крупным табличкам плагиоклаза, образуя в нем изометричные включения. Апатит, помимо самостоятельных зерен, соизмеримых с зернами авгита, магнетита и биотита, встречается в виде тонких игольчатых включений в калинатровом полевом шпате и плагиоклазе. Калинатровый полевой шпат представлен почти исключительно антипертитом. Граносиениты, кварцевые и амфиболовые сиениты распространены в массиве более ограниченно. Предполагается, что с пироксеновыми сиенитами они связаны постепенными переходами.

Для граносиенитов характерны два вида полевых шпатов. Порфировые выделения слагаются кислым серицитизированным плагиоклазом. В периферических зонах вкрапленников устанавливается пертитизированный калиевый полевой шпат, который вместе с кварцем и амфиболом слагает и мелкозернистую основную массу. Граносиениты являются самыми лейкократовыми породами массива, причем темноцветные минералы, суммарное содержание которых едва достигает 2%, сильно изменены. Редкие листочки биотита нацело хлоритизированы. Подвергаются хлоритизации и отдельные зерна роговой обманки. Из акцессорных минералов отмечаются магнетит и сфен, а из вторичных, помимо хлорита,— эпидот.

В амфиболовых сиенитах главный темноцветной минерал — бурая роговая обманка (Ng — темно-бурый, Nm — коричневый, Np — светло-бурый; $-2V=72°$; $cNg=23°$). Она образует идиоморфные зерна, периферические части которых слагаются слабо окрашенной разностью обыкновенных роговых обманок ($-2V=75—76°$; $cNg=17°$). Как и в авгитовых сиенитах, в этих породах главной составной частью являет-

Таблица 60

Химический состав пород Адрихинского массива

Окисел	102/66	101/66	520.66
SiO_2	59,12	60,14	63,08
TiO_2	0,90	0,85	0,75
Al_2O_3	16,94	16,92	16,98
Fe_2O_3	4,07	4,14	3,07
FeO	1,80	1,96	1,60
MnO	0,14	0,16	0,14
MgO	1,56	1,38	1,04
CaO	2,65	2,41	1,20
Na_2O	6,46	6,18	6,47
K_2O	4,65	5,16	5,33
P_2O_5	0,41	0,31	0,21
H_2O	0,40	0,24	0,18
П. п. п.	1,18	0,50	0,28
Сумма	100,28	100,35	100,33
a	20,9	20,9	21,6
c	0,9	0,8	0,4
b	10,3	9,9	7,0
s	67,9	68,4	71,0
f'	51,5	55,3	60,1
m'	25,6	23,3	24,7
c'	22,8	21,4	15,1
n	67,9	64,5	64,8
φ	33,7	35,3	36,9
t	1,1	1,0	0,9
$\overline{Q}$	7,5	5,8	1,6
a : *c*	24,4	26,8	57,3
f' : *m'*	2,0	2,4	2,4
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	66,3	69,8	70,1
(Na+K):Al	0,92	0,93	0,96

Примечание. 102/66 — авгитсодержащий сиенит; 101/66 — пироксеновый сиенит; 520/66 — амфиболовый сиенит.

ся антипертит, самостоятельные зерна плагиоклаза представлены олигоклазом (№ 25). Наряду с амфиболом встречаются единичные зерна пироксена, характеризующиеся относительно высокими значениями угла оптических осей ($2V=64°$). Кварц распределен неравномерно в виде резко ксеноморфных зерен разной величины. Биотит образует мелкочешуйчатые агрегаты, локализующиеся вокруг рудных зерен. Из акцессорных минералов, кроме рудного апатита, отмечаются единичные зерна циркона.

Кварцевые сиениты представляют собой, по существу, переходную разность между авгитовыми сиенитами и граносиенитами. Антипертитовый характер калинатрового полевого шпата сменяется пертитовым, четче обособляются плагиоклазовые зерна. Первичные темноцветные минералы в значительной степени разложены и замещены хлоритом и эпидотом. В составе акцессорных минералов отмечается сфен. Для этих пород характерна также значительная изменчивость структур. В некоторых их разностях устанавливаются лишь единичные вкрапленники плагиоклаза, погруженные в мелко- и тонкозернистую кварцполевошпатовую основную массу, в других — порфировые выделения составляют около половины объема породы и «цементируются» весьма неоднородной по степени раскристаллизации основной массой.

Адрихинский массив прорывает базальты верхней части толщи. Контактовые изменения незначительны и начальные их стадии напоминают, скорее, диагенетические изменения. Пироксен порфировых выделений в эффузивах опацитизируется, плагиоклазовые зерна подвергаются деанортитизации, а их ядра замещаются соссюритом. В основной массе развивается хлорит и сокращается количество рудного минерала. В более измененных разностях появляются округлые зерна диопсида, а авгит порфировых выделений нацело замещается магнетит-альбит-диопсидовым агрегатом. И наконец, на заключительных стадиях контактового изменения эффузивов в них развивается диопсид и происходит более значительная перекристаллизация, сопровождающаяся особенно заметным перераспределением рудного материала.

* *
*

Кроме охарактеризованных выше главных массивов, в районе имеется большое количество мелких сиенитовых интрузивов, видимые размеры которых не превышают обычно 1 км², а контакты практически полностью закрыты четвертичными отложениями. Из исследованных интрузивов этой категории отдельного рассмотрения заслуживают Малое Лутагское тело, массивы гор Высокой, Таловки, Упорной и Сагырки.

Лутагский шток расположен в 600 м к востоку от главного Лутагского массива, размещаясь в поле девонских эффузивов. Сложен он в основном среднезернистыми щелочными сиенитами, обладающими гипидиоморфной структурой и состоящими главным образом (90—95%) из калинатрового полевого шпата. Встречающиеся в незначительном количестве (5—7%) щелочная роговая обманка и эгирин почти нацело разложены и замещены магнетит-альбитовым агрегатом. Второстепенное значение имеют биотит, сфен, рудный и циркон. В центральной части штока устанавливаются кварцсодержащие разности сиенитов (содержание кварца 2—3%). Краевые зоны слагаются сиенит-порфирами, крупные вкрапленники в которых представлены калинатровым полевым шпатом, являющимся также главной составной частью мелкозернистой основной массы. Структура основной массы бостонитовая. Около 5% в ней приходится на долю эгирина и щелочного амфибола. Акцессорные минералы представлены сфеном и рудным, а вторичные — мусковитом и хлоритом.

Массив горы Высокой (см. рис. 40, *6*) обнажен только в своей центральной части, поэтому о его форме и истиных размерах судить трудно. В ближайшем окружении интрузива находятся в основном карбонатные, местами окремненные породы, второстепенное значение имеют эффузивы, обнажающиеся лишь вблизи юго-западного контакта. Интрузив слагается розовыми или желтовато-бурыми трахитоидными щелочными сиенитами, среди которых встречаются порфировидные и пегматоидные разности. Характерны чрезвычайно сильные изменения пород, имеющие, по-видимому, автометасоматическую природу. Калинатровый полевой шпат, составляющий 80—90%, полностью превращен в антипертит. Таблитчатые формы его в значительной степени нарушаются вторичным альбитом, развивающимся по границам зерен и трещин. Промежутки между полевошпатовыми табличками заполнены тонкозернистым серицитовым агрегатом, образовавшимся, возможно, за счет нацело разложенных фельдшпатоидов, реликты которых не сохранились. Первичные темноцветные минералы также разрушены и обычно замещены магнетит-альбитовым агрегатом. По изредка встречающимся реликтам можно предположить, что исходным фемическим минералом был щелочной пироксен (эгирин-авгит). Акцессорные минералы представлены апатитом и рудным. Химические составы сиенитов приведены в табл. 61.

Среди таких относительно бедных фемическими минералами сиенитов встречаются и меланократовые разности, содержащие до 40—50% хорошо сохранившегося эгирина, в центральных частях наиболее крупных зерен которого отмечаются ядра слабо окрашенного эгиринсодержащего авгита. Эти породы характеризуются порфировидной структурой и полосчатой текстурой, обусловленной неравномерным распределением темноцветных минералов. В порфировидных выделениях находится антипертит, а основная масса слагается калинатровым полевым шпатом, эгирином (иногда эгирин-авгитом) и продуктами разложения фельдшпатоидов, реликты которых здесь также не установлены.

Таблица 61

Химический состав пород массива горы Высокой (1—4) и Лутагского штока (5)

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	57,30	59,32	61,16	56,88	64,12
TiO_2	0,41	0,37	0,35	0,34	0,71
Al_2O_3	18,74	18,00	18,27	19,32	17,00
Fe_2O_3	5,05	5,51	5,31	4,63	3,40
FeO	1,14	1,70	1,39	1,58	1,08
MnO	0,21	0,13	0,19	0,12	0,14
MgO	1,04	0,43	0,26	0,39	0,17
CaO	1,20	0,84	0,72	1,68	1,20
Na_2O	6,95	6,71	6,88	5,58	6,47
K_2O	5,37	4,88	4,85	6,10	5,00
P_2O_5	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11
H_2O	0,32	0,36	0,38	Не опр.	0,24
П. п. п.	2,26	1,36	0,32	2,63	0,60
Сумма	100,10	99,71	100,18	99,35	100,24
a	23,7	22,3	22,2	22,2	21,3
c	1,0	1,0	0,9	2,2	0,6
b	8,0	7,5	7,0	7,2	5,1
s	67,3	69,2	69,8	68,4	73,0
a'	—	2,9	7,6	9,0	—
f'	71,6	87,3	86,1	81,0	78,5
m'	22,5	9,9	6,3	10,0	5,6
c'	5,8	—	—	—	15,9
n	66,3	67,6	68,3	58,0	66,3
φ	55,2	63,8	64,7	58,0	56,1
t	0,5	0,5	0,4	0,4	0,8
$\overline{Q}$	14,0	7,4	5,6	9,8	+2,5
a : *c*	23,0	22,3	25,3	10,1	33,8
f' : *m'*	3,2	8,9	13,7	8,1	14,1
$\frac{FeO \cdot 100}{FeO+MgO}$	75,4	89,7	93,0	89,0	93,2
(Na+K) : Al	0,96	0,96	0,96	0,91	0,94

Примечание. 1 — нефелин-эгириновый сиенит (обр. 142/66); 2 — щелочной крупнозернистый сиенит (обр. 143/66); 3 — щелочной порфировидный сиенит (обр. 140б/66); 4 — щелочной сиенит (по И. В. Лучицкому, 1960); 5 — кварцсодержащий сиенит (обр. 81/66). Анализы 1, 2, 3 и 5 выполнены в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР.

В средне-равномерно-зернистой разности меланократовых сиенитов обнаружен содалит. Предполагаемые фельдшпатоидные минералы представлены, судя по конфигурации полостей, заполненных продуктами их разложения, ксеноморфными зернами. Форма зерен эгирина меняется: в порфировидных разностях он всегда образует идиоморфные зерна, в равномернозернистых породах по степени идиоморфизма он значительно уступает калинатровому полевому шпату. Акцессорные минералы представлены только апатитом и рудным.

Непосредственные взаимоотношения эгириновых сиенитов с лейкократовыми щелочными сиенитами нами установлены не были — в связи с этим о характере залегания меланократовых пород возможно говорить лишь в предположительной форме. Подчиненное развитие эгириновых сиенитов и наличие среди них полос лейкократового облика, а также некоторые черты петрографического сходства щелочных лейкократовых и эгириновых сиенитов могут служить косвенными признаками шлировой природы последних. Однако следует иметь в виду также и указания на то, что эгириновые сиениты слагают отдельные штокообразные тела (И. В. Лучицкий, 1960).

Массив горы Таловка расположен в 5 км к востоку от массива горы Высокой и находится в окружении девонских эффузивов имирской свиты. Слагается он в основном сильно измененными среднезернистыми сиенитами. Щелочной полевой шпат сиенитов нацело замещен серицитом и альбитом, а темноцветные минералы — хлоритом, альбитом, кар-

бонатом и пылевидными скоплениями рудных минералов. В качестве акцессорного минерала отмечается апатит.

Севернее Лутагского массива имеются два небольших тела, слагающих высоты Упорная и Сагырка. Первое представлено в основном порфировидными нордмаркитами, состоящими из калинатрового полевого шпата (80—85%), кварца (8—12%) и щелочных темноцветных минералов (5—10%). Темноцветные минералы представлены рибекитом, слабоокрашенным эгирином и биотитом, акцессорные — рудным и апатитом. Сагырское тело представлено пироксеновыми сиенит-порфирами. Порфировые выделения в них слагаются зональным калинатровым полевым шпатом. В центральных их частях часто устанавливается альбит. Мелкозернистая ткань состоит главным образом из полевого шпата, кварц играет подчиненную роль. Единственным темноцветным минералом является моноклинный пироксен (2—3%). Из акцессориев отмечаются рудный и апатит.

Кортузский массив

Формационная принадлежность Кортузского массива, располагающегося в той же тектонической структуре, что и Буровский массив, не совсем ясна. Отнесение его к группе щелочных массивов в значительной степени условно и основывается главным образом на том, что среди пород массива, наряду с преобладающими гранитами и гранодиоритами, устанавливаются граносиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, которые слагают в ряде случаев самостоятельные тела. Эта условность усиливается еще и тем, что ни в одном из рассмотренных выше массивов не встречено аналогов гранитам и гранодиоритам Кортузского массива. Не исключено, что в строении этого массива участвуют две разновозрастные и гетерогенные группы пород: раннепалеозойские гранитоиды и среднепалеозойские граносиениты и сиениты.

Изученная часть Кортузского массива занимает западную половину одноименного хребта. Западное его окончание представлено граносиенитами, восточнее располагается поле щелочных сиенитов, а затем идет обширный массив пестрых по составу пород гранит-диоритового ряда, которые в северной части контактируют еще с одним телом щелочных сиенитов (рис. 50). Достоверных взаимоотношений между этими группами пород не установлено.

Граносиениты характеризуются обычно порфировидным строением. Свежие разности имеют буровато-серую окраску, а выветрелые — красновато-бурую. Это лейкократовые породы, содержащие 3—5% темноцветных минералов. Содержания других минералов меняются незначительно (табл. 62). Плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствуют примерно в равных количествах с отклонениями от средних содержаний не более 2—3%. Плагиоклаз, образующий отдельные вкрапленники и гломеропорфировые скопления, представлен олигоклазом № 10—12 или альбитом № 5—7, обычно сильно разложенными. В свежих разновидностях пород, точнее, в центральных частях наиболее крупных плагиоклазовых зерен иногда сохраняются реликты олигоклаза № 20—22, а в единичных случаях — андезина № 32—38. Калиевый полевой шпат слагает оболочки вокруг зерен плагиоклаза. Конфигурация внутренних границ каемок зависит от основности плагиоклаза. При обрастании олигоклаза они имеют прямолинейный характер, обусловленный кристаллографическими очертаниями плагиоклазовых табличек. С более кислыми по составу плагиоклазами, содержащими обычно антипертитовые вростки, калиевый поле-

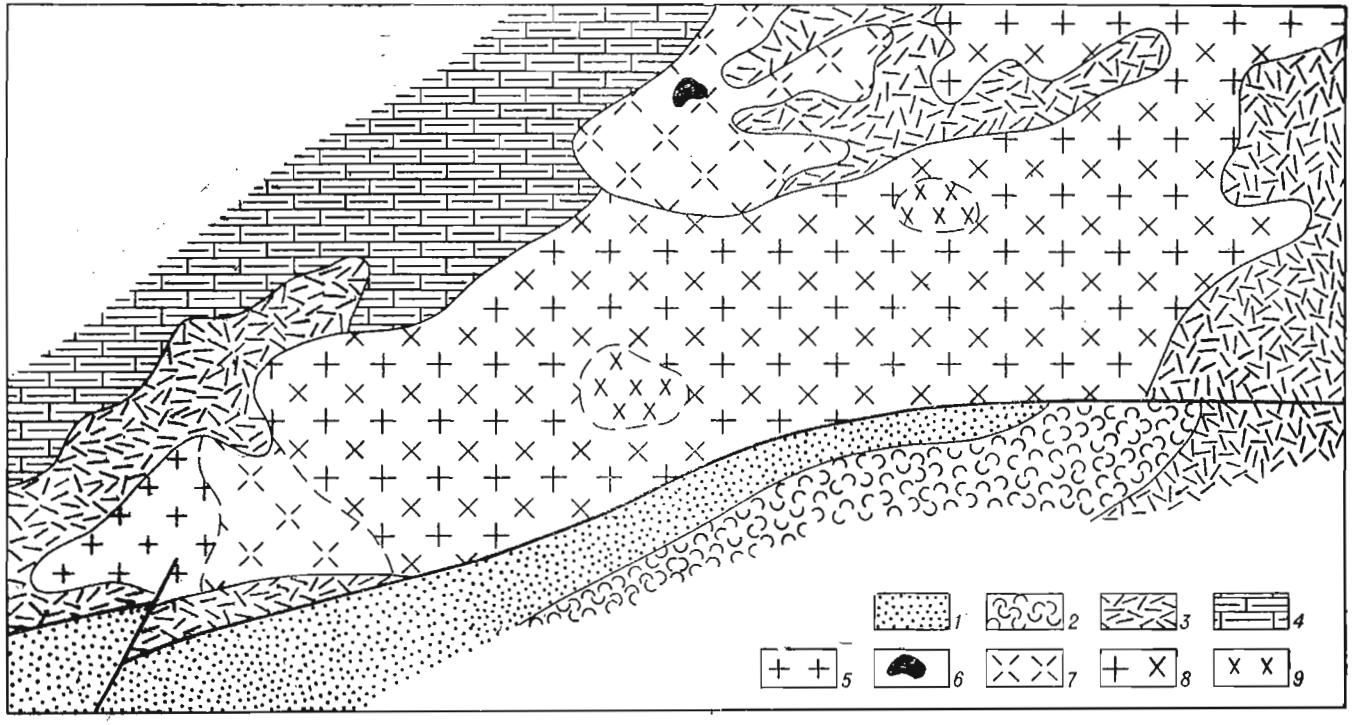


Рис. 50. Схематическая геологическая карта Кортузского массива.

1 — нижнекаменноугольные отложения (песчаники, туфопесчаники, аргиллиты, известняки, доломиты, туффиты); *2* — средне-верхнедевонские отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); *3* — нижне-среднедевонские отложения (порфириты, диабазы, фельзиты, ортофиры, туфы, базальты и трахибазальты); *4* — нижне-среднекембрийские отложения (известняки, кварциты); *5* — порфировидные граносиениты; *6* — нефелин-эгириновые сиениты; *7* — щелочные сиениты; *8* — граниты и гранодиориты; *9* — монцониты, диориты и пироксеновые диориты.

Таблица 62

Количественный минеральный состав граносиенитов Кортузского массива

№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Калинатровый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит (хлорит)	Эпидот	Акцессорные
247/66	17,0	38,7	41,1	1,6	0,9	—	0,7
234/66	18,8	39,7	38,2	—	(2,0)	0,5	0,8
236/66	19,2	36,7	40,9	2,5	Ед. з.	Ед. з.	0,7
593-1/66	20,0	40,5	37,2	—	(1,2)	0,2	0,9
237/66	20,2	36,3	41,4	1,0	(0,3)	Ед. з.	0,8
595/66	20,4	34,3	41,8	2,4	Ед. з.	Ед. з.	1,1

вой шпат имеет более сложные реакционные взаимоотношения. Внутренние границы калишпатовых кайм в данном случае неровные с многочисленными «заливами» и «бухточками». Внешние границы всегда имеют неправильные очертания, так как калиевый полевой шпат вступает во взаимоотношения с кварцем, образуя микрографические агрегаты. Отдельные зерна калиевого полевого шпата встречаются редко и имеют небольшие размеры.

Помимо срастаний с калиевым полевым шпатом кварц образует также самостоятельные зерна, обладающие бипирамидальными формами.

Темноцветные минералы представлены идиоморфными зернами зеленой роговой обманки и биотита. Роговая обманка ($cNg = 16°$; $2V = -77°$) содержит включения рудного, циркона, апатита и биотита. Обычно она замещается хлоритом, эпидотом и альбитом. Биотит, присутствующий в меньших по сравнению с роговой обманкой количествах, также сильно хлоритизируется и эпидотизируется. Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом, цирконом и иногда сфеном.

Щелочные сиениты, как уже отмечалось, слагают два отдельных тела — в районе гор Малый Кортуз и Косматая. Щелочные сиениты горы Малый Кортуз представляют собой лейкократовые порфировидные породы, состоящие в основном из калинатрового полевого шпата (90—95%). Краевые зоны полевошпатовых зерен сложены полосчатыми и сетчатыми пертитами, в центре иногда встречаются участки кислого плагиоклаза. Темноцветные минералы (5—10%) представлены клинопироксеном, амфиболом и биотитом. Вместе с калишпатом, сфеном, апатитом, альбитом, кварцем и рудными они слагают мелкозернистый агрегат, заполняющий промежутки между крупными зернами пертитизированного калишпата.

Сиениты горы Косматой отличаются от предыдущих несколько повышенной щелочностью. Это также лейкократовые крупно- и среднезернистые породы, изредка порфировидные. Главным минералом, составляющим 85—90% объема пород, является калинатровый полевой шпат, претерпевший глубокий распад на альбитовую и калишпатовую фазы. В большинстве случаев преобладает антипертит, но встречаются и типичные сетчатые пертиты. В антипертитах минералом-хозяином является тонко сдвойникованный альбит, в котором калишпат слагает клочьевидные более или менее равномерно распределенные участки. Из темноцветных минералов присутствуют рибекит, эгирин и биотит. Они образуют ксеноморфные зерна, часто переполненные включениями рудного, сфена и апатита. Эгирин, обладающий слабой синевато-зеле-

ной окраской, замещается щелочным амфиболом. Биотит представлен двумя разновидностями, отличающимися друг от друга по составу, характеру проявления и форме зерен. Чаще всего он слагает идиоморфные включения в табличках калинатрового полевого шпата и характеризуется резким плеохроизмом (от густого красно-бурого цвета до бледно-желтого). В зернах его отмечаются мелкие вкрапленники апатита и рудного. Последний образует пылевидные игольчатые или пластинчатые частицы, обладающие одинаковой со спайностью в биотите ориентировкой и наиболее развитые в краевых частях его зерен. Биотит второго типа имеет желтовато-бурую средней интенсивности окраску и обладает едва заметным плеохроизмом. Обычно он слагает совместно с рудным минералом мелкозернистый агрегат, развивающийся за счет эгирина или щелочного амфибола.

Среди акцессорных минералов, кроме упоминавшихся выше рудного, сфена и апатита, отмечается флюорит. Из вторичных минералов развиты водянопрозрачный альбит, эпидот и мелкочешуйчатый мусковит.

На северном склоне горы Косматой среди щелочных сиенитов встречено небольшое тело нефелин-эгириновых сиенитов, характеризующихся такситовой текстурой. Эти породы слагаются в основном калинатровым полевым шпатом и эгирином, но отдельные участки в них имеют эгирин-альбитовый или нефелин-эгириновый состав. Нефелин образует ксеноморфные зерна, а калинатровый полевой шпат, интенсивно замещающийся мелкозернистым альбитом,— идиоморфные таблитчатые. Эгирин, являющийся единственным темноцветным минералом, представлен шестоватыми зернами различных размеров (иногда их длина достигает 4—5 см при поперечнике 2—3 мм). Зерна эгирина обычно содержат многочисленные включения альбита. В качестве акцессорного минерала выступает сфен.

Наиболее развиты в Кортузском плутоне биотитовые граниты и граносиениты, среди которых иногда устанавливаются небольшие участки монцонитов, диоритов и пироксеновых диоритов. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами.

Розовато-серые среднезернистые биотитовые граниты обладают отчетливо порфировидным строением. Крупные зерна, составляющие по объему 30—40%, слагаются решетчатым микроклином и плагиоклазом. Значительно реже роль порфировых выделений играют кварц и калинатровый полевой шпат. Фенокристы последнего имеют обычно зональное строение: центральные части слагаются антипертитом, а периферические — микроклинпертитом. Иногда в ядрах устанавливаются неправильной, клочьевидной формы участки олигоклаза (№ 21—22) или олигоклаз-андезина (№ 27—36). Мелкозернистая масса слагается альбитом № 8—10, кварцем, микроклином и биотитом. Количественный минеральный состав их относительно устойчив (табл. 63).

Таблица 63

Количественный минеральный состав гранитов Кортузского массива

№ образца	Кварц	Калинатровый полевой шпат	Плагиоклаз	Биотит	Рудный
599/66	25,4	36,8	33,3	3,5	1,0
603/67	26,9	46,6	24,7	1,1	0,7
600/66	27,0	35,6	34,9	1,8	0,7
590/67	27,9	35,8	33,7	1,7	0,9
606/67	28,3	42,6	27,3	1,2	0,6
232/67	28,3	38,9	30,6	1,8	0,4

Биотит-роговообманковые гранодиориты характеризуются большей меланократовостью и заметным преобладанием

амфибола над биотитом. Количественные соотношения минералов колеблются в широких пределах. Так, содержание темноцветных минералав поднимается до 10—15%, а количество кварца опускается до 8—10%.

Диориты состоят в основном из плагиоклаза (60—70%) и роговой обманки (25—30%); в подчиненных количествах присутствует кварц, калиевый полевой шпат и эпимагматический хлорит.

Пироксеновые диориты и монцониты, обладающие темно-серой окраской, содержат две генерации плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации встречается в виде единичных довольно крупных толстотаблитчатых зерен и по составу отвечает анортиту № 92—93. Главная же масса плагиоклаза представлена тонко сдвойникованным андезином № 38—41, который в краевых частях зерна постепенно сменяется олигоклазом № 24. Плагиоклаз отличается исключительной свежестью, легкой серицитизации подвергаются лишь ядерные части некоторых зерен. Клинопироксен ($2V=48°$; $cNg=43°$) образует мелкие, слегка удлиненные зерна, по степени идиоморфизма приближающиеся к плагиоклазу. Буровато-зеленая роговая обманка ($2V=-72°$; $cNg=18°$) развивается по пироксену, встречающемуся обычно в реликтах внутри зерен амфибола. Биотит характеризуется яркой красновато-бурой окраской. Широко распространены мирмекиты. Кварц в виде резко ксеноморфных зерен присутствует всегда, но количество его в типичных разностях пород данной группы обычно не превышает 5—8% (табл. 64).

Набор акцессорных минералов одинаков для всех выделенных разновидностей пород гранит-диоритового ряда и включает в себя апатит, рудный, сфен и циркон.

Среди пород краевой, эндоконтактовой фации гранит-гранодиоритового тела Кортузского массива довольно часто встречаются ксенолиты родственных, но более основных по составу пород — диоритов и кварцевых диоритов. Размеры их в поперечнике меняются от 1—2 до 10—15 см. От охарактеризованных выше кварцевых диоритов и диоритов породы ксенолитов отличаются значительной серицитизацией плагиоклаза и интенсивной биотитизацией роговой обманки, сохранившейся только в реликтах. Некоторые ксенолиты имеют состав амфибол-плагиоклазовых роговиков. В качестве второстепенных минералов в таких ксенолитах устанавливаются клинопироксен, развивающийся в виде гранобластического агрегата по роговой обманке, и пертитизированный калиевый полевой шпат, образующий порфиробластические зерна. Из акцессорных минералов отмечается только рудный.

Дайковые породы распространены в Кортузском плутоне чрезвычайно слабо. Так, в пределах граносиенитового поля даек не встречено, а среди щелочных сиенитов установлены лишь единичные мелкие инъекции пироксеновых сиенитов, слагающихся калинатровым полевым шпатом, плагиоклазом и мелкозернистым моноклинным пироксеном. В единичных зернах отмечаются роговая обманка, кварц, рудный, цир-

Таблица 64

Количественный минеральный состав диорита, монцонита и пироксенового диорита Кортузского массива

№ образца	Кварц	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Пирок сен	Биотит	Роговая обманка	Акцессорные
250/67	8,0	58,6	25,7	—	2,6	3,3	1,8
251/67	5,7	39,1	40,1	4,9	1,4	7,3	1,5
248б/67	3,5	68,0	8,4	11,6	0,6	6,5	1,4

кон и сфен. В поле гранит-гранодиоритовых пород дайки встречаются несколько чаще и имеют преимущественно кислый состав. Мощность их невелика — от 40—50 см до 1—2 м. По составу среди них можно выделить микрограниты и аплитовидные граниты. В первых калиевый полевой шпат резко преобладает над плагиоклазом, а темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Аплитовидные граниты характеризуются приблизительно одинаковыми количественными соотношениями плагиоклаза и калишпата, роговая обманка в них отсутствует, а биотит представлен единичными листочками.

Сравнительная характеристика массивов

Петрографическое исследование девонских гранит-сиенитовых массивов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин свидетельствует, несмотря на выявленные индивидуальные особенности отдельных массивов, о наличии ряда общих, объединяющих их специфических черт. По форме проявления среди них различаются две категории интрузивов. Мелкие дайко- и штокообразные тела слагаются обычно какой-либо одной разностью пород: сиенит-порфирами, нефелиновыми сиенитами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенитами или граносиенитами. В строении более крупных плутонов принимают участие две или три группы пород, при этом в большинстве случаев преобладают кварцевые сиениты и граносиениты. Иногда ведущая роль принадлежит субщелочным и щелочным сиенитам (Сайбарский и Буровский массивы), а иногда — гранитам (Красносельский и другие массивы Амыл-Кандатского прогиба). Соответственно нами выделены описанные выше существенно сиенитовые массивы северных районов, характеризующиеся наличием щелочных разностей сиенитов и подчиненным значением гранитоидов, и развитые преимущественно на юге граносиенит-гранитные интрузивы, в сложении которых главную роль играют кислые породы щелочноземельного ряда. К промежуточному типу массивов, по-видимому, относится Ирбинский и некоторые другие сходные с ним интрузивы Кизир-Тубинского района.

В пределах отдельно взятых массивов рассмотренных групп состав слагающих пород сравнительно устойчив. При анализе же всей ассоциации в целом наблюдается, естественно, значительная изменчивость в составе и наборах пород. Вместе с тем характер распределения фигуративных точек на треугольной диаграмме «кварц — калиевый полевой шпат — плагиоклаз» (рис. 51) показывает, что в целом оба выделенных ряда массивов характеризуются наличием в их составе общей группы пород, соответствующих граносиенитам, кварцевым сиенитам и частично кварцевым монцонитам, что с учетом приведенных выше частных петрографических характеристик может, по-видимому, служить указанием на генетическую их близость. Из описаний отдельных массивов следует, что граносиениты и кварцевые сиениты обеих групп совершенно идентичны по целому ряду петрографических признаков. Прежде всего, это породы, содержащие в своем составе не только пертитовый калишпат, но и плагиоклаз, представленный тонко сдвойникованным олигоклазом № 20—27 (с ядрами андезина № 32—45). Калишпат в большинстве случаев образует каймы вокруг плагиоклазовых табличек, и только в разностях, приближающихся по содержанию кварца к гранитам (30—40%), устанавливаются самостоятельные его зерна или эпитаксические срастания с кварцем. Отдельные зерна плагиоклаза также сравнительно редки. Мелкозернистые

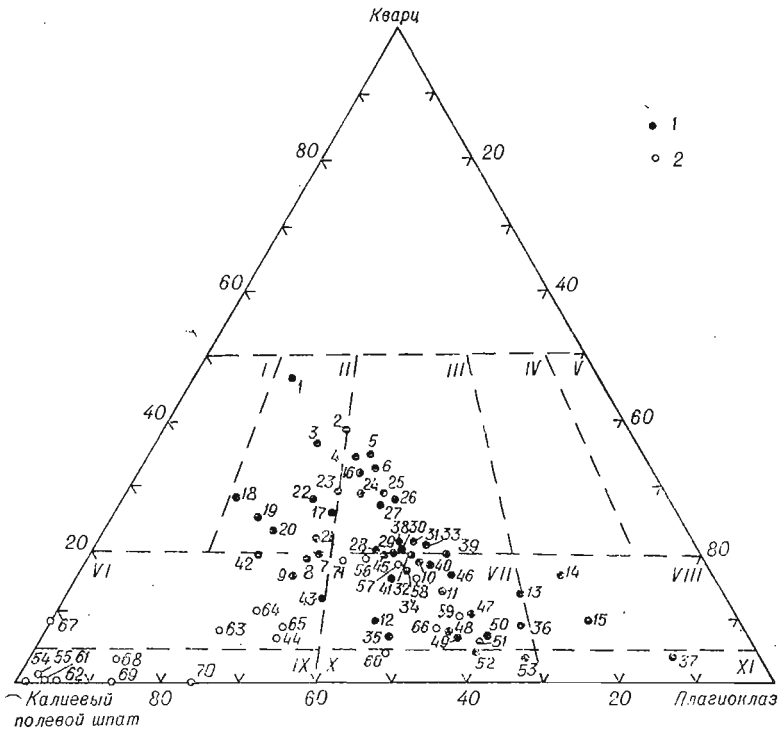


Рис. 51. Диаграмма количественно-минерального состава пород сиенит-гранит-граносиенитовой формации северо-западной части Восточного Саяна.

1 — фигуративные точки пород массивов известково-щелочных гранитоидов: (*1—15*) — Красносельский массив; (*16—21*) — Новоспасовский массив; (*22—37*) — Кортузский плутон; (*38—41*) — Кнышинский массив; (*42—53*) — Шншо-Чозикский массив. *2* — фигуративные точки массивов щелочных гранитов и сиенитов: (*54—60*) — плутон Бесь; (*61—66*) — Сайбарский массив; (*67—71*) — Адрихинский массив.

Поля на диаграмме выделены по И. В. Гинзбург и др. (1962):

I — аляскиты; II — граниты существенно калиево-полевошпатовые; III — граниты нормальные; IV — гранодиориты; V — плагиограниты и тоналиты; VI — кварцевые сиениты; VII — кварцевые монцониты; VIII — кварцевые диориты; IX — сиениты; X — монцониты; XI — диориты.

и порфировидные разности этих пород приурочены, как правило, к краевым апикальным участкам, а содержащиеся в них ксенолиты вмещающих пород всегда несут следы ороговикования, что в известной мере свидетельствует о фазовой самостоятельности пород граносиенитового ряда. К этому следует добавить, что все эти породы содержат одинаковый набор акцессорных минералов: сфен, магнетит, апатит и циркон.

С другой стороны, разные группы массивов имеют и собственные, присущие только им типы пород. Так, нормальные щелочноземельные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и сиенит-диориты встречаются преимущественно в массивах граносиенит-гранитного ряда, а щелочные и нефелиновые сиениты — в существенно сиенитовых массивах. На диаграмме количественно-минеральных составов фигуративные точки этих пород тяготеют к вершинам треугольного роя, а точки граносиенитов и кварцевых сиенитов, участвующих в строении массивов обеих групп, концентрируются в центральной его части.

Однако в целом эта достаточно четко обозначенная плутоническая ассоциация обладает устойчивыми петрографическими и петрохимическими особенностями. Она имеет, в общем, ярко выраженный гра-

нит-сиенитовый характер. Как это видно на диаграмме количественных минеральных составов (см. рис. 51), подавляющее большинство пород этой ассоциации сосредоточено в полях калишпатовых и умеренно кислых, с относительно небольшими содержаниями кварца, гранитов и в неменьшей степени кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов. Значительная группа пород оказывается в сиенитовом поле и только единицы — в полях диоритов и монцонитов. Такое распределение, несмотря на некоторую его условность, связанную с отбором проб, очень близко к истинным соотношениям пород разных групп, в чем можно убедиться при сравнительном анализе состава и строения рассмотренных выше массивов (см. рис. 41—50).

Весьма примечательной чертой минерального состава пород этой ассоциации является широкое развитие в них калинатровых полевых шпатов с высоким (до 50% и более) содержанием альбитовой составляющей. Широко распространены пертиты и антипертиты, обычны явления реакционных отношений калишпатов и плагиоклазов с образованием зональных плагиоклаз-калишпатовых зерен. Раздельная кристаллизация микроклина и плагиоклаза — явление относительно редкое, характерное лишь для наиболее крупных, существенно гранитоидных плутонов. Эта особенность хорошо согласуется с условиями формирования рассмотренных массивов. Доминирующее значение калинатровых полевых шпатов считается обычным явлением для сиенитоидов малых глубин, ибо общая («валовая») кристаллизация таких пород происходит при относительно высоких температурах, отвечающих температурам кристаллизации калинатровых полевых шпатов (Боуэн, Таттл, 1952; Tuttle, 1952). В нашем случае калинатровые полевые шпаты представлены криптопертитовыми и иногда гомогенными зернами — в небольших по размерам приповерхностных интрузивных телах и дайках — и грубопертитизированными разностями, а также антипертитами и зональными плагиоклаз-калишпатовыми зернами — в более крупных, глубже залегающих интрузивах. Это хорошо согласуется с существующими представлениями об условиях формирования, особенностях состава и строения калинатровых полевых шпатов.

Другой особенностью пород данной ассоциации, по-видимому, также зависящей от условий их формирования, является широкое развитие в них, особенно в кислых, граносиенит-гранитового ряда массивах, гранофировых структур. В отдельных самостоятельных зернах кварц встречается сравнительно редко, значение его возрастает лишь в относительно крупных гранитоидных массивах шандынского комплекса.

Минеральные особенности, в частности существенно калинатровый состав полевых шпатов и относительно небольшая роль плагиоклазов, находятся в полном соответствии с особенностями химизма пород рассмотренной ассоциации. Все они, включая кислые породы гранитоидного ряда, характеризуются относительно высокими суммарными содержаниями щелочей (при значительной роли калия, лишь немногим уступающего натрию) и явно заниженными, сравнительно со стандартными типами пород, содержаниями кальция. Эти особенности химизма хорошо проявляются на сводных петрохимических диаграммах, отражающих отношение щелочей (рис. 52) и зависимость $\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O+K_2O+CaO}$ от содержания в породах кремнезема (рис. 53). О том же свидетельствуют и данные химических анализов лейкократовой фракции пород ряда массивов (табл. 65, рис. 54).

Рассмотренные особенности минерального и химического состава девонских гранитов и сиенитов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин хорошо отличают их от широко

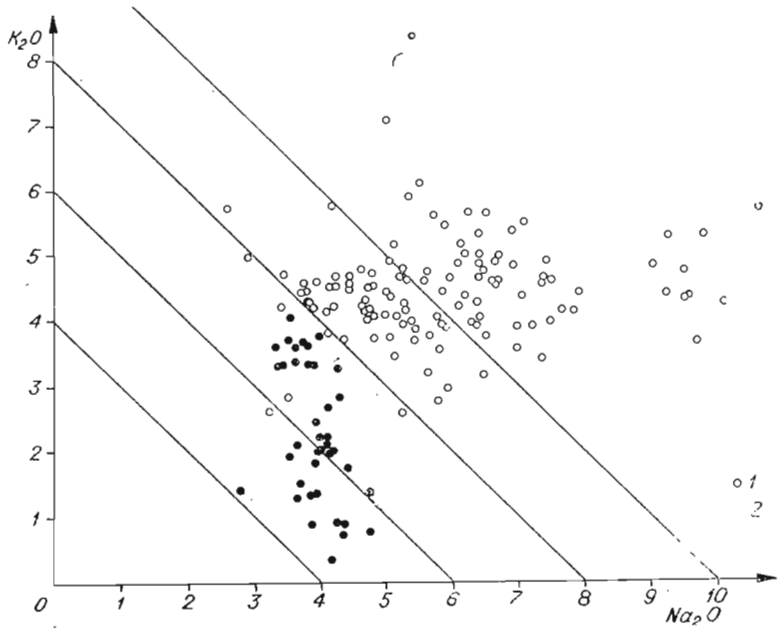


Рис. 52. Соотношение щелочей в среднепалеозойских (*1*) и нижнепалеозойских (*2*) гранитоидах.

распространенных в этих же районах раннепалеозойских гранитоидов ольховского комплекса. Породы этих ассоциаций группируются явно раздельно на диаграммах количественно-минеральных составов (рис. 55, 56). Субвулканические граниты и сиениты девонского возраста располагаются, как это уже отмечалось, в полях сиенитов и умеренно кислых гранитов с повышенными содержаниями щелочных (особенно калиевых) полевых шпатов и относительно малыми количествами темно-

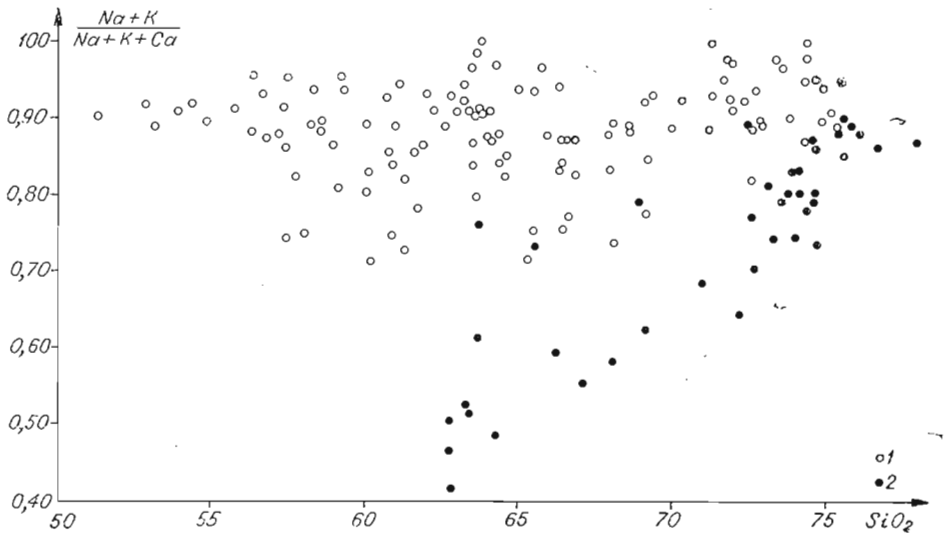


Рис. 53. Диаграмма зависимости содержания щелочей и кальция от кремнезема.
1 — породы среднепалеозойской формации сиенитов, граносиенитов и гранитов; *2* — породы нижнепалеозойской гранитоидной формации (Ольховский комплекс).

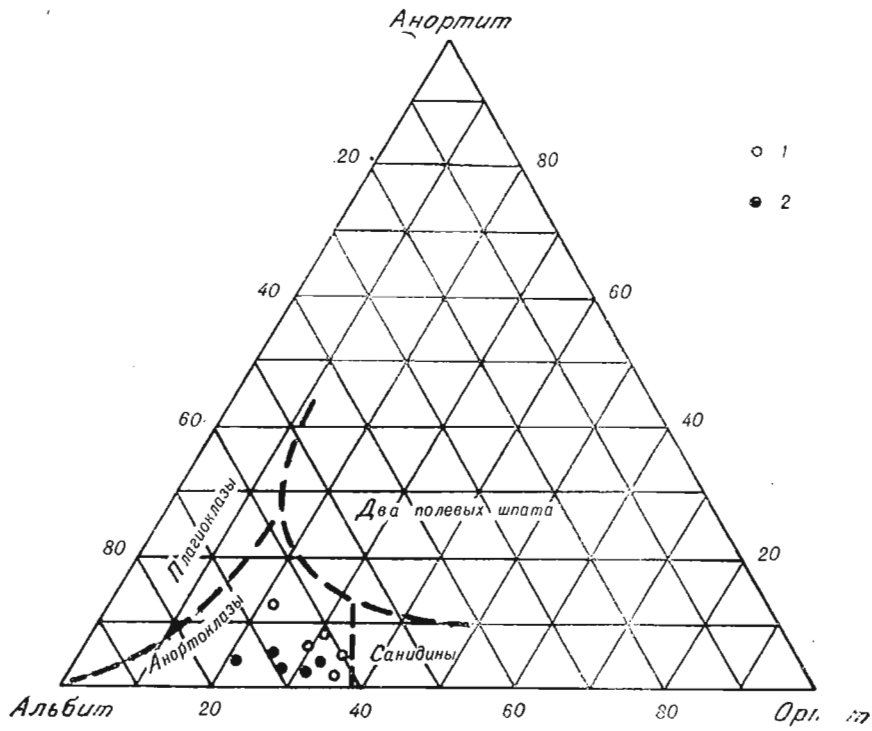


Рис. 54. Диаграмма состава лейкократовой фракции пород массивов Бесь (*1*) и Сайбар (*2*).

цветных минералов. Ольховские же гранитоиды сосредоточены в полях ультракислых гранитов натрового ряда, характеризуются высокими содержаниями плагиоклазов и темноцветных минералов; ассоциируют они соответственно с кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Таблица 65

Содержание калия, натрия и кальция в лейкократовой фракции пород массивов Бесь и Сайбар

№ п/п	№ образца	Содержание, вес. %						Содержание, приведенное к 100%		
		K_2O	Na_2O	CaO	*Kf*	*Ab*	*An*	*Kf*	*Ab*	*An*
1	192/66	6,10	7,41	0,56	36,2	66,5	2,8	35,4	61,9	2,7
2	564/66	4,50	7,00	1,34	26,7	62,8	6,7	27,8	65,3	6,9
3	572/66	5,34	7,24	1,76	31,7	64,9	8,8	30,1	61,5	8,4
4	563/66	5,62	6,40	0,98	33,3	57,4	4,9	34,8	60,0	5,2
5	187/66	2,32	4,72	1,82	13,7	42,3	9,0	21,0	65,1	13,9
6	579-3/66	3,20	7,86	0,66	18,4	70,5	3,3	20,0	76,4	3,6
7	580/66	4,94	8,30	0,60	29,3	74,5	3,0	27,4	69,8	2,8
8	586/66	5,28	7,28	0,44	31,4	65,3	2,2	31,8	66,0	2,2
9	585-1/66	3,42	6,12	0,98	20,3	54,9	4,9	25,4	68,5	6,1
10	578-2/66	4,46	5,76	0,60	26,4	51,7	30,0	32,6	63,7	3,7

Примечание. Массив Бесь: 1, 2, 3 — щелочные сиениты; 4 — кварцсодержащий щелочной сиенит; 5 — граносиенит. Массив Сайбар: 6, 7, 8 — щелочные сиениты; 9, 10 — кварцевые сиениты; *Kf* — калиевый полевой шпат; *Ab* — альбит; *An* — анортит.

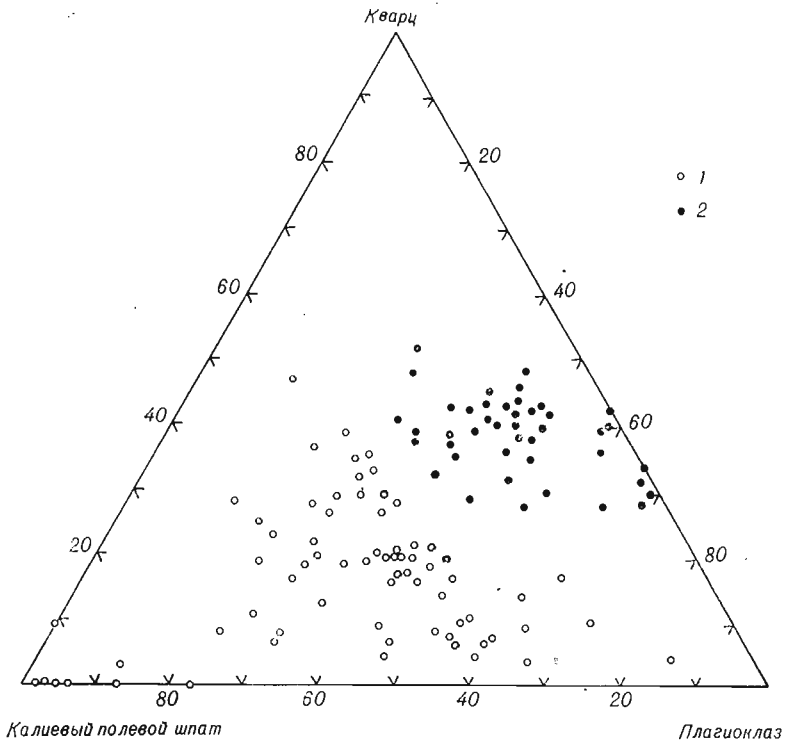


Рис. 55. Диаграмма количествено-минерального состава средне- (*1*) и нижнепалеозойских гранитоидов (*2*) северо-западной части Восточного Саяна.

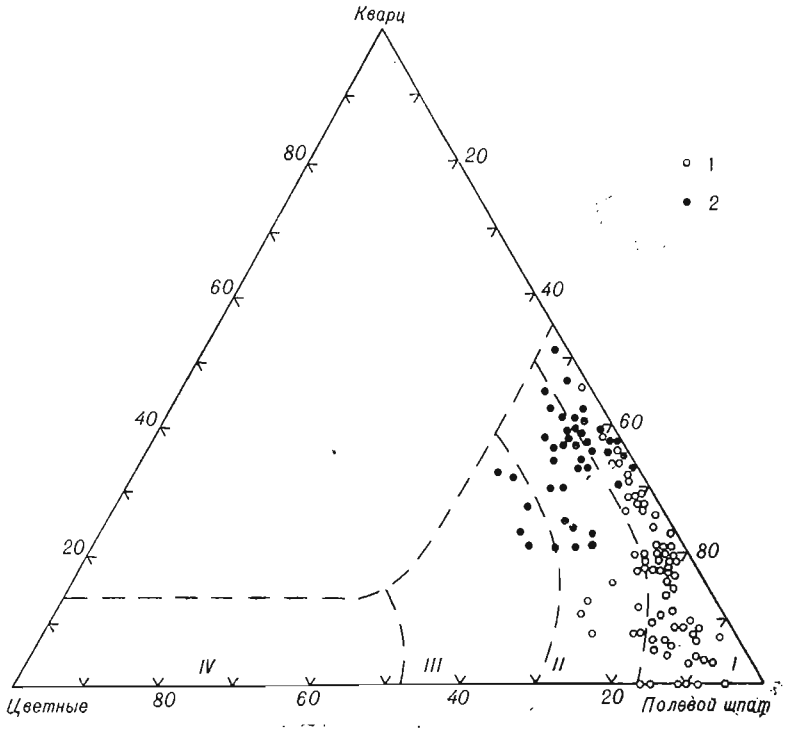


Рис. 56. Диаграмма количественно-минерального состава средне- (*1*) и нижнепалеозойских гранитоидов (*2*) северо-западной части Восточного Саяна.

Поля на диаграмме показаны по В. Е. Гендлеру (1956):

I — лейкократовые породы; II — нормальные породы; III — меланократовые породы; IV — основные породы.

Столь же четко различаются породы этих ассоциаций и по химизму. Гранитоиды ольховского комплекса, в целом явно бедные щелочами (особенно калием), зато значительно богаче кальцием. Они вполне достоверно отделяются от девонских гранитов и сиенитов отношением $\frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O + K_2O + CaO}$ при любых содержаниях в породах кремнезема. Столь же отчетливо они обособляются и на диаграмме, составленной в координатах $Na_2O - K_2O$, т. е. отражающей отношения и суммарные содержания в породах щелочей (см. рис. 52).

С другой стороны, те же признаки минерального и химического состава девонских гранитов и сиенитов рассмотренного района хорошо согласуются с особенностями аналогичных по своему характеру и возрасту интрузий других районов Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау, на чем мы в дальнейшим остановимся особо.

СИЕНИТ-ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ ГУТАРО-АГУЛЬСКОГО РАЙОНА

Сиенит-гранитовые интрузии Гутаро-Агульского района представляют группу девонских интрузий структур наиболее ранней, протерозойской, консолидации Восточного Саяна (поднятие Протеросаяна). Они составляют западную часть интрузивного пояса, протягивающегося более чем на 300 км от правобережья р. Кан на северо-западе до верховьев Оки на юго-востоке. Интрузивные образования этого пояса рассматривались главным образом на примере центральной и юго-восточной его частей (Дубин и Рик, 1958; Рик, 1961; Лин и Морозов, 1963; Сулоев, 1960; Дибров, 1964; Хильтова и Крылов, 1964; Гордиенко, 1969). Интрузии бассейна рек Агул, Туманшет и Малый Тагул в крайней северо-западной части пояса исследованы в значительно меньшей степени и освещены лишь в кратких публикациях Л. П. Зоненшайна (1956), В. М. Даценко (1970) и сводной работе В. Е. Диброва (1964).

Размещение сиенит-гранитовых интрузивов отчетливо контролируется зоной Главного разлома Восточного Саяна, а в северо-западном окончании пояса — северным ответвлением этого древнего глубинного разлома, активизированного в девонское время в связи с образованием Рыбинской впадины и более мелких девонских наложенных структур, известных в центральной части Восточного Саяна.

На это указывает приуроченность к Главному разлому тесно ассоциированных с интрузиями девонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, выполняющих ряд разделенных поднятиями депрессий и грабенов по всей длине данного интрузивного пояса. Эти депрессии образуют, по Н. А. Берзину (1967), среднепалеозойский Агульский прогиб, наложенный на архейские, протерозойские и раннепалеозойские структуры. Сиенит-гранитовые интрузии северо-западного окончания Восточно-Саянского вулканогенно-интрузивного пояса, расположенные в бассейне рек Агул, Туманшет и Малый Тагул, структурно приурочены к осевой части наиболее крупного элемента Агульского прогиба — Туманшетской мульды, выполненной девонскими вулканогенными отложениями. В северо-западной части мульды вулканогенная толща вместе с прорывающими ее интрузиями перекрывается среднедевонскими терригенными образованиями Рыбинской впадины.

Вулканогенные толщи характеризуются изменчивым в плане и разрезе строением и переменными соотношениями сложно чередующихся вулканитов разного состава, в целом же преобладают лавы и пирокласты среднего состава. По нашим наблюдениям в бассейне р. Агул в разрезе вулканогенной толщи отчетливо обособляются нижняя серо-

цветная и верхняя красноцветная части. Первая представлена темными андезиновыми и лабрадоровыми порфиритами, реже дацитовыми и липаритовыми порфирами, чередующимися с пачками туфов, туфопесчаников, алевролитов, граувакк, реже мергелей, песчанистых известняков и весьма характерных для этой части разреза тонкополосчатых кремнистых аргиллитов. Этот набор пород вскрывается в бортах Агула от устья Янгозы почти до Бугровой, неоднократно появляясь из-под залегающих выше красноцветных эффузивов и ниже по Агулу. Значительная роль пестроцветных осадочных образований и палеотипный облик эффузивов довольно резко отличают эту часть разреза от вышележащей, и их единство, несмотря на отсутствие углового несогласия, не представляется беспорным.

В составе верхней толщи обычно господствуют красно-бурые и бурые лавы и пирокласты полосчатых, флюидальных, реже массивных кварцевых и бескварцевых трахилипаритовых и липаритовых порфиров, кварцевых фельзитовых порфиров, реже встречаются трахитовые порфиры. В левобережье Агула, по ручьям Обшивка и Горелый, наблюдается многократное переслаивание вишнево-черных и лиловых диабазовых и лабрадоровых порфиритов, плагиопорфиров, трахиандезитовых порфиритов, липаритовых порфиров и ортофиров. В разрезах по р. Малый Агул А. Н. Рассказчиков отмечает преобладание кислых эффузивов и пирокластов в средней части толщи, а основных — в нижней и верхней. Суммарную мощность вулканогенного разреза разные исследователи оценивают по-разному (от 2300—3000 до 4000 м) в зависимости от представлений о соотношении частных разрезов.

Граниты и граносиениты Гутаро-Агульского района образуют большое количество разновеликих (от сотен метров до 25—30 км в поперечнике) массивов, концентрирующихся в полосе северо-западного простирания, отходящей от зоны Главного разлома к север-северо-западу (рис. 57). Массивы имеют неправильные в плане формы и сложную конфигурацию и контактируют большей частью с породами девонской вулканогенной толщи, реже — с залегающими под ними метаморфическими образованиями раннепротерозойской бирюсинской серии и существенно гранитовыми плутонами верхнепротерозойского возраста. При этом контакты с древними образованиями, как правило, вскрываются в глубоких эрозионных врезах, тогда как многочисленные, иногда весьма крупные (до 6 км в поперечнике) останцы пород вулканогенной толщи, как и сплошные поля эффузивов, разделяющие отдельные интрузивные массивы, приурочены, наоборот, к возвышенным водораздельным пространствам. Такое гипсометрическое распределение разновозрастных пород и прорывающих их интрузивных масс позволило сделать вывод о межформационном характере рассматриваемых интрузивов, приуроченных к поверхностям раздела складчатого протерозойского основания и полого перекрывающей их девонской вулканогенной толщи, и весьма малой мощности интрузивов бассейна Агула (Зоненшайн, 1956). Эти представления подтверждаются последующими наблюдениями в данном районе и соседних с ним частях вулканогенно-интрузивного пояса (Лин, Морозов, 1963; Даценко, 1970; Алексеева, 1970; Поляков, 1971) и геофизическими данными (Парфенов, 1967). В левобережье Агула, в бассейне рч. Уланчи, граниты и граносиениты рассматриваемого комплекса трансгрессивно перекрыты среднедевонскими терригенными отложениями Рыбинской впадины.

Интрузивы бассейна Агула, Туманшета и Малого Тагула имеют чрезвычайно однообразный состав и поэтому в дальнейшем характеризуются совместно. Большинство их полностью или на преобладающей площади сложено исключительно лейкократовыми гра-

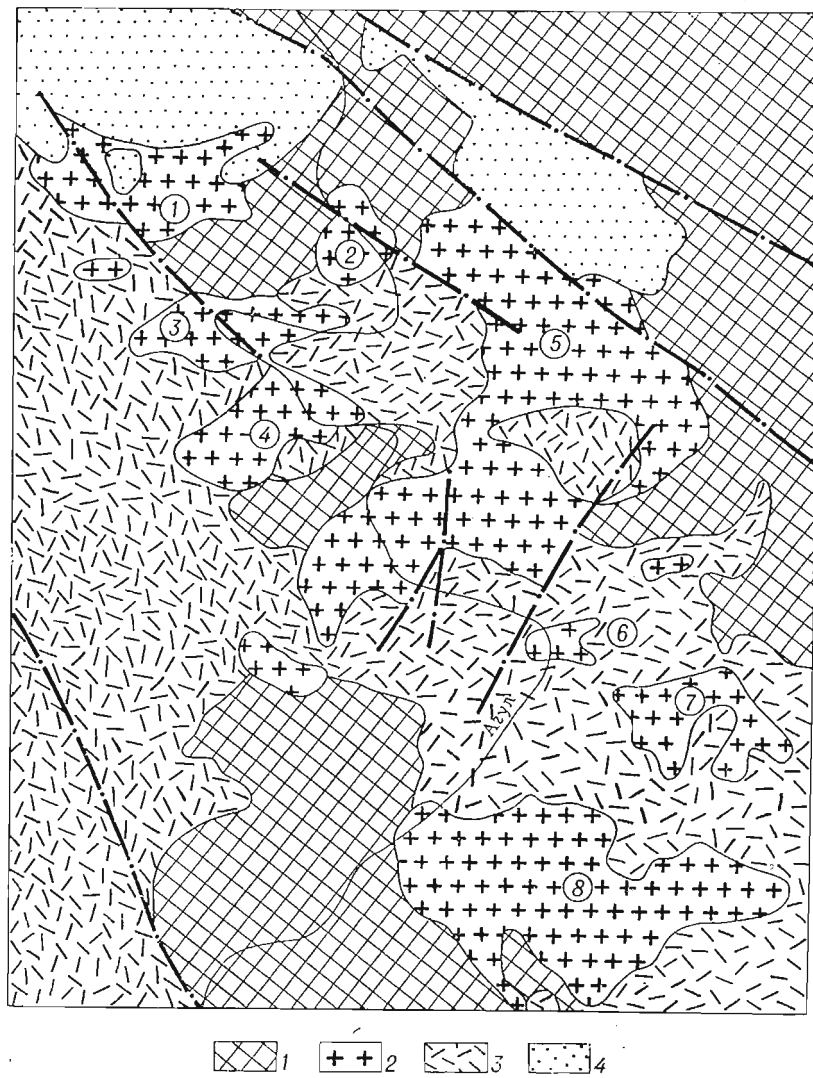


Рис. 57. Схема размещения среднепалеозойских граносиенит-гранитных интрузивов в среднем течении р. Агул (составлена по данным В. М. Даценко).

1 — протерозойские гнейсы, сланцы, интрузивные (главным образом гранитоидные) образования складчато-метаморфического комплекса; *2* — граносиенит-гранитные интрузивы; *3* — породы среднепалеозойской вулканогенной толщи; *4* — живетские терригенные отложения.

Цифрами в кружках обозначены интрузивы: *1* — Уланчинский, *2* — Мунуйский, *3* — Кельчинский, *4* — Телегашский, *5* — Корокско-Минусинский, *6* — Верхне-Мануйский, *7* — Бельский, *8* — Верхне-Краснинский.

нитами и аляскитами. Граносиениты, связанные постепенными переходами с гранитами, и весьма редкие кварцевые сиениты встречаются в ряде массивов (Телегашский, Кельчинский, юго-западная часть Корокско-Минусинского) как в краевых, так и во внутренних их частях. Благодаря преимущественному развитию в эндоконтактах мелкозернистых разностей, в которых скрадывается видимое содержание кварца, при полевых наблюдениях иногда создается впечатление преимущественного развития граносиенитов и кварцевых сиенитов в краевых частях интрузивов. Однако подсчеты минерального состава пород

Таблица 66

Минеральный состав (об. %) гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов бассейна р. Агул

№ п/п	№ образца	Кварц	Калиатровый шпат	Плагиоклаз	Биотит	Акцессорные	Подсчитанная площадь, мм²	СО
1	252	32,6	66,8		—	0,6	1100	25
2	251	26,8	72,2	—	0,9	0,1	1400	33
3	253	34,3	62,7	2,4	0,1	0,5	755	28
4	309	33,0	65,0	—	0,7	1,3	650	34
5	255	36,5	55,3	7,7	—	0,5	210	70
6	437	33,4	62,3	2,3	1,0	1,0	1800	34
7	432	27,0	71,9	0,6	0,3	0,2	495	31
8	431	25,0	54,7	17,7	1,9	0,7	1250	12
9	433	14,7	84,3	—	0,5	0,5	285	150
10	441	28,0	51,0	18,0	3,0	—	1900	27
11	426	28,1	69,8		1,4	0,7	350	140
12	427	25,0	60,7	12,3	1,7	0,3	500	100
13	99	19,4	59,9	16,9	2,2	1,6	250	100
14	106	26,8	72,5		0,5	0,2	250	190
15	393в	31,4	63,5	3,5	1,3	0,3	1100	150
16	422	27,1	68,6	3,7	0,3	0,3	340	4,2
17	397	23,5	62,3	12,0	1,9	0,3	3500	50
18	420	16,0	53,5	24,0	5,0	1,5	2100	17
19	417	7,0	91,0	—	2,0	—	900	25
20	392а	12,0	86,0	—	0,7	1,3	350	35
21	332	Микропегматитовый базис 82%, свободный микропертит 16%, кварц 2%						

Примечание. 1, 2, 3 — среднезернистые граниты, Верхне-Краснинский массив, правый борт р. Агул, ниже рч. Верхняя Красная; 4 — то же, левый борт, р. Агул, выше устья Верхней Красной; 5 — мелкозернистый жильный гранит, правый борт р. Агул, ниже рч. Верхняя Красная; 6 — среднезернистый гранит, Кельчинский массив, левый борт р. Агул, в 10 км ниже устья р. Телегаш; 7 — то же, в 3 км ниже устья р. Телегаш; 8 — крупнозернистый гранит, там же; 9 — порфировидный граносиенит, правый борт р. Агул, в 5 км ниже устья р. Телегаш; 10 — среднезернистый гранит, Мунуйский массив, левый борт р. Агул у устья Мунуя; 11 — порфировидный гранит, юго-восточный контакт Телегашского массива, устье р. Седелочной; 12 — то же, апикальная часть, водораздел Агула и Телегаша, в 3 км ниже р. Седелочной; 13, 14 — мелкозернистые граносиениты, восточный эндоконтакт, против устья р. Седелочной; 15 — порфировидный гранит, юго-восточный контакт Минусинского массива, в 5 км выше устья рч. Минусинка; 16 — крупнозернистый гранит, «Столбы» в правом борту р. Агул, в 7 км ниже устья рч. Минусинка; 17 — крупнозернистый граносиенит, правый борт р. Агул, против устья Минусинки; 18 — то же, водораздел р. Агул и рч. Корок; 19 — крупнозернистый кварцевый сиенит с амфиболом, там же; 20 — кварцевый порфировидный сиенит, эндоконтакт Минусинского массива, в 6 км выше устья р. Минусинка; 21 — мелкозернистый граносиенит устья р. Верхний Мануй (сателлит Минусинского массива?). СО (по Чейзу, 1963) — число пересечений границ зерен на отрезке 25 мм. Для акцессорных минералов указан верхний предел, так как поправка на непрозрачность преобладающего магнетита не вводилась.

(табл. 66) из разных частей различных массивов указывают на отсутствие прямой связи состава пород с их положением в интрузивах. Исключение составляют узкие оторочки мелкозернистых граносиенитов с признаками контаминации в эндоконтактах и около обильных останцов кровли и редко встречающиеся кварцевые сиениты, также тяготеющие к внешним частям интрузивов.

Господствующие в составе плутонов граниты и граносиениты обладают весьма характерной розово-красной и красной окраской, плотным строением с частыми миароловыми пустотками, в которых установлены флюорит, кварц, биотит, сульфиды; по структуре они варьируют от крупно- до средне- и мелкозернистых. Широко распространены порфировидные разности с обособлениями белесоватого на выветрелой поверхности плагиоклаза, особенно частыми в эндоконтактовых контаминированных разностях. В наиболее богатых кварцем породах встречаются скопления и крупные выделения отдельных зерен кварца, а в мелкозернистых граносиенитах и гранитах — обособления калинатрового полевого шпата. Между всеми структурными разновидностями

наблюдаются постепенные переходы, наряду с этим встречаются маломощные (в пределах первых дециметров) неправильные жилы мелкозернистых гранитов, секущие более крупнозернистые разности пород.

В шлифах наблюдается гипидиоморфная, с переходами к микропегматитовой, структура пород, мелкозернистые разности обладают почти исключительно микропегматитовым строением, и только в отдельных шлифах порфировидных гранитов устанавливается аллотриоморфная с элементами микропегматитовой структура «базиса». Широко развиты микропегматитовые срастания и в макроскопически крупнозернистых с размером зерен до 5—8 мм гранитах.

Минеральный состав пород характеризуется, как это видно из табл. 66, резким преобладанием калинатрового полевого шпата над кварцем и плагиоклазом, что является одной из наиболее специфических особенностей рассматриваемого интрузивного комплекса и девонских субвулканических гранитов и сиенитов байкалид Восточного Саяна вообще. Почти все изученные образцы содержат очень небольшие (обычно не более 1—2%) количества биотита и магнетита. В единичных случаях наблюдаются зерна щелочного амфибола, часто встречаются сфен и циркон, реже — флюорит, апатит, монацит и другие акцессорные минералы.

Калинатровый полевой шпат представлен микропертитами и антипертитами с различной степенью обособления калиевой и натровой фаз, криптопертитами, иногда псевдогомогенными криптопертитами. В крупно- и среднезернистых разностях калинатровый полевой шпат образует вытянутые таблитчатые с неровными ограничениями зерна, часто образованные простыми манебахскими двойниками. Реже встречаются бавенские, карлсбадские и комбинированные двойники. Краевые части зерен обычно находятся в срастании с кварцем. В порфировидных разностях микропегматитовые срастания резко доминируют над включенными в них зернами калинатрового полевого шпата, а в мелкозернистых весь пертит входит в состав таких срастаний. Степень обособления фаз пертита в общем случае обнаруживает прямую связь с зернистостью пород — наиболее грубые микропертиты с четко выраженной полосчатой структурой распада характерны для крупнозернистых разностей. Пертитовые вростки ориентированы обычно в направлении, близком к мурчисонитовой отдельности по ($1\bar{5}02$), однако образуют с третьим пинакоидом угол 67—68°. Ортоскопические определения угла оптических осей ($-2V=68$—$70°$) и оптической ориентировки (Ng во всех случаях нормально к (010)) в обычном шлифе указывают на принадлежность калиевой фазы к промежуточному ортоклазу. Плагиоклазовая фаза представлена несдвойникованным альбитом первых номеров, судя по отсутствию или чрезвычайно низкому содержанию кальция в химически анализированных образцах. В антипертитах и пертитах замещения, осложняющих полосчатые экссолюционные пертиты, альбит образует неправильные крупные пятна и четко сдвойникован. В мелкозернистых разностях микропертиты имеют более тонкую и менее резко выраженную структуру и ориентировку вростков. Манебахские двойники в этих разностях резко преобладают над бавенскими и особенно карлсбадскими. При окрашивании шлифов кобальтинитритом натрия обычно выявляется зональность калинатровых шпатов с обособлением узкой краевой зоны, сложенной антипертитами или почти чистым альбитом. Зональность другого рода связана с явно более поздним характером калинатрового шпата по отношению к плагиоклазу и образованием вокруг последнего пертитовых оболочек, либо наличием мелких плагиоклазовых ядер в пертитовых зернах. Подсчеты содержаний альбитовых вростков в пертитах распада определяют нижний (вследствие не-

полного обособления альбитовой фазы) предел содержания альбита — 30%. Глазомерная оценка при больших увеличениях (40—60% альбита) лучше согласуется с данными химических анализов пород и оптическими свойствами псевдогомогенных калинатровых полевых шпатов, иногда встречающихся в центральных частях ($\perp(001)$: $Nm=12—13°$; $-2V=88—90°$), что отвечает 40% альбита. Наиболее высокие (до 80%) содержания альбита характерны для антипертитов замещения, наиболее низкие (15—20%) — на контактах пертитов с плагиоклазовыми ядрами.

Плагиоклаз не является характерным минералом агульских гранитов и граносиенитов, его содержание, как правило, не превышает 15%, а примерно в четвертой части образцов он не установлен вообще. Относительное обогащение пород плагиоклазом наблюдается чаще всего в эндоконтактовых зонах, особенно возле останцов и ксенолитов пород повышенной основности. Вытянутые таблички и неправильные зерна плагиоклаза размером от долей до 4—5 мм или их скопления, имеющие матово-белую окраску, рельефно выделяются на общем красном фоне пород, создавая впечатление порфировой и глмеропорфировой структуры даже в тех разностях, где зерна плагиоклаза имеют меньшие размеры, чем преобладающий калинатровый шпат. Почти во всех случаях плагиоклаз испытывает интенсивное замещение калинатровым полевым шпатом или кварц-пертитовым агрегатом и переполнен выделениями хлорита, эпидота, серицита, игольчатого и шестоватого апатита. По оптическим свойствам плагиоклаз отвечает альбиту первых номеров. Иногда отмечаются более свежие зерна олигоклаза до № 10, редко до № 25. Отмеченные выше особенности плагиоклаза и сходство его с измененными плагиоклазами эндоконтактовых основных пород и особенно ксенолитов позволяют считать по крайней мере преобладающую часть плагиоклаза ксеногенной.

Кварц присутствует в переменных количествах, обычно редко превышающих 30%, более высокие его содержания характерны для Верхне-Краснинского и Уланчинского массивов. Морфологические особенности кварца определяются главным образом структурными особенностями пород — в мелкозернистых разностях он входит в состав микропегматитовых срастаний, в крупнозернистых имеет резко ксеноморфный и интерстициальный характер, в порфировидных гранитах образует, кроме того, округлые выделения. В наиболее богатых кварцем гранитах иногда наблюдается разрастание кварца за счет пертита и образование крупных до 3—7 мм кварцевых зерен с облачным погасанием и многочисленными реликтами разноориентированных пертитов.

Биотит присутствует во всех разновидностях пород в количествах, не превышающих 1—2%, и не встречен лишь в единичных образцах аляскитовых гранитов. Он образует включения в плагиоклазе, гораздо чаще — в калинатровом шпате и микропегматитовой ткани. Судя по интенсивному плеохроизму в коричнево-бурых тонах, принадлежит к высокожелезистым разностям.

Амфибол встречен только в одном образце гранита из Верхне-Краснинского плутона в виде нескольких мелких зерен и представлен рибекитом ($cNp=7—10°$, $2V=-73°$; Np — густой синий, Nm — серовато-синий, Ng — зеленовато-желтый, $Np>Nm\gg Ng$).

Магнетит является постоянным акцессорным минералом гранитов и граносиенитов, составляя в них десятые доли процента. Мелкие, в сотые доли миллиметра, изометричные выделения магнетита сопровождают обычно биотит и вместе с ним или самостоятельно образуют рассеянные включения в калинатровом шпате и кварце. По заключению В. А. Вахрушева, любезно просмотревшего коллекцию аншли-

фов, магнетит обладает однородной структурой без признаков распада. Вместе с тем в шлифах довольно часто наблюдается лейкоксенизация магнетита, свидетельствующая о примеси титана.

Апатит встречается в двух проявлениях. Сравнительно редко встречаются короткостолбчатые размером в сотые доли миллиметра включения в биотите и калинатровом шпате. Более обычны длинношестоватые и игольчатые кристаллы апатита, тесно ассоциированные с плагиоклазом, иногда развивающиеся по нему и особенно обильные в контаминированных разностях гранитов.

Во всех разновидностях гранитов и граносиенитов спорадически встречаются изометричные, вытянутые с округлыми ограничениями, реже идиоморфные призматические включения циркона размером до 0,05 мм в биотите, калишпате и кварце. В гранитах рч. Верхняя Красная встречены таблитчатые и неправильные зерна чуть зеленоватого и желтоватого монацита иногда с зональным строением и метамиктным распадом внутренних зон. Здесь же в среднезернистых гранитах встречаются ксеноморфные включения розового, фиолетового, синего (мелкие зерна размером 0,01—0,05 мм) и бесцветного (размер зерен 0,3—0,4 мм) флюорита в кварце обычно на границе с биотитом. Сравнительно редко, в меньшей части изученных шлифов, встречаются сфен в виде единичных неправильных зерен, ассоциирующих с рудным минералом и биотитом. В двух шлифах гранитов Телегашского массива установлены красновато-бурые с низким (до 0,010) двупреломлением, частично изотропные землистые включения оранжита (?) в магнетите.

Вторичные минералы агульских гранитов и граносиенитов представлены главным образом низкопреломляющим, с чернильно-синими аномальными цветами интерференции хлоритом, развивающимся совместно с рудной сыпью по биотиту, а с альбитом, эпидотом, серицитом, кварцем — по плагиоклазу. В отдельных случаях проявлены альбитизация калинатровых полевых шпатов, вообще не характерная для рассматриваемых интрузивных пород, и окварцевание. Вокруг рудного минерала иногда образуются лейкоксеновые оторочки. Кроме того, встречаются псевдоморфные, по-видимому за счет амфибола, агрегаты магнетита, биотита, хлорита и кварца размером до 2—3 мм.

Петрохимические особенности гранитов и граносиенитов состоят в очень малом абсолютном содержании кальция и магния или отсутствии этих элементов при высоком содержании щелочей, что находит выражение в высоком значении отношений $a : c$ и щелочного модуля $(Na+K) : Al$ и пересыщенности всех анализов глиноземом (табл. 67, анализы 1—4, 6—14 и 21). Эти особенности хорошо согласуются с минеральным составом пород, в котором плагиоклаз и темноцветные магнезиально-известковые минералы играют очень малую роль. Характерны также весьма высокая (более 77%) железистость пород и значительные (до 5%) содержания окислов железа. Последняя особенность находится в резком противоречии с минеральным составом, так как вычисленные по химическим анализам нормативные содержания биотита (аннита) и магнетита (с гематитом) обычно в несколько раз превышают действительное содержание этих минералов. Это объясняется частично возможным заражением проб при их механическом измельчении, частично обильными включениями гематита в пертитах, обусловливающими, кстати, характерную розовую и красную окраску пород (Парфенов, Павлов, 1965) и повышенную магнитность подобных гранитов и граносиенитов.

От биотитовых лейкогранитов, граносиенитов и аляскитов несколько обособляются по составу и положению довольно редкие в Агульских массивах субщелочные кварцевые сиениты и амфиболовые граниты.

Таблица 67

Химический состав (вес. %) гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов бассейна р. Агул

Окисел	252	255	437	431	433	426	427	99	106	393в	397	420	417	392а	332
	1	5	6	8	9	11	12	13	14	15	17	18	19	20	21
SiO_2	76,08	75,87	75,51	74,19	69,94	72,09	75,02	69,21	72,00	74,00	68,00	68,81	67,05	67,31	68,93
TiO_2	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,34	0,31	0,26	0,48	0,06	0,44	0,37	0,06
Al_2O_3	11,14	11,55	11,44	13,24	14,87	13,22	12,98	14,85	14,50	13,50	16,10	14,82	16,07	14,10	15,29
Fe_2O_3	1,59	1,83	1,43	1,43	1,75	2,40	1,12	1,36	1,02	0,62	1,40	1,75	1,15	3,03	1,59
FeO	1,43	1,65	1,29	1,29	1,58	2,16	1,01	1,72	1,62	1,47	1,62	1,58	1,44	2,23	1,43
MnO	0,03	0,05	0,11	0,05	0,05	0,08	0,03	0,08	0,13	0,14	0,17	0,07	0,07	0,11	0,09
MgO	Не обн.	0,21	0,42	0,42	Не обн.	Не обн.	0,21	2,65	0,40	0,30	0,80	0,63	0,83	0,87	0,53
CaO	0,88	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,29	0,88	Не обн.	0,88	0,68	0,63	1,18	0,58	1,03	1,21	0,58
Na_2O	3,70	3,92	4,14	4,41	5,10	3,97	3,98	4,48	3,63	3,68	4,08	5,63	4,86	4,58	4,75
K_2O	4,09	3,92	4,44	4,53	4,98	4,38	4,70	4,33	4,75	4,57	5,70	5,57	5,10	4,50	4,62
H_2O	0,19	0,52	0,23	0,17	0,29	0,39	0,21	0,16	—	—	—	0,62	0,24	0,45	0,40
P_2O_5	0,03	0,03	0,02	0,03	0,06	0,14	0,06	0,05	—	—	—	0,09	0,07	0,11	0,10
П. п. п.	0,58	0,18	0,58	0,38	0,57	0,65	0,39	0,34	0,92	0,59	0,54	Не обн.	1,16	1,04	1,23
Сумма	99,78	99,74	100,13	100,16	99,52	100,40	99,72	100,45	99,96	99,76	100,07	100,21	99,51	99,91	99,60
a	13,5	13,6	14,8	15,5	18,1	14,7	14,8	15,4	14,3	14,1	14,8	19,3	18,1	16,5	16,8
c	0,4	0,0	0,0	0,0	0,3	1,0	0,0	1,0	0,8	0,7	1,4	0,6	1,2	1,1	0,7
b	3,2	4,4	3,5	4,4	3,7	4,5	3,9	8,5	5,8	4,2	7,7	4,0	4,7	6,5	5,6
s	82,9	81,9	81,7	80,1	77,9	79,8	81,3	75,1	79,1	81,0	76,1	76,1	76,0	75,9	76,9
a'	—	24,6	11,8	31,2	20,0	10,2	44,0	17,9	47,8	41,4	46,1	—	19,4	—	34,0
f'	80,9	67,8	68,9	53,5	80,0	89,8	47,3	32,0	41,0	47,0	36,5	57,9	51,0	72,7	50,0
m'	0,0	7,6	19,2	15,2	0,0	0,0	8,6	50,1	11,2	11,6	17,4	25,3	29,6	22,2	16,0
c'	19,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,8	—	5,1	—
n	57,9	60,3	58,6	59,7	60,9	57,9	56,3	61,1	53,7	55,1	44,8	59,3	59,2	60,7	61,0
φ	40,0	33,4	33,0	26,2	39,3	44,1	23,3	13,0	13,5	12,1	15,7	20,7	20,7	39,1	24,2
t	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,4	0,3	0,26	0,31	0,06	0,5	0,41	0,06
Q	38,4	36,7	33,8	29,3	19,2	29,9	32,8	18,5	28,7	32,8	28,9	12,9	14,9	17,0	19,5
a : *c*	33,4	—	—	—	52,3	14,0	—	15,1	18,0	19,2	10,6	31,8	14,4	14,6	24,3
f' : *m'*	—	8,9	3,6	3,5	—	—	5,5	0,6	3,7	4,1	1,3	2,3	1,7	3,3	3,1
100Fe : (Fe+Mg)	100	89,8	77,5	77,5	100	100	84,3	38,4	77,6	79,1	66,6	73,7	62,6	76,2	75,2
100(Na+K) : Al	94	92	97	92	93	85	89	81	78	81	70	100	84	88	84

Примечание. Минеральный состав проб см. в табл. 66. Анализы 14, 15, 17 выполнены на квантометре. Определения щелочей, окисного железа и потерь прокаливания в пробах 14—17 и все остальные определения выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик З. В. Болева).

Таблица 68

Химический состав (вес. %) пород девонской вулканогенной толщи среднего течения р. Агул

Окисел	203а	228а	220	220б	354	363	439	362	289	319
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	58,95	65,90	67,00	65,80	73,00	72,16	73,80	72,00	73,00	73,04
TiO_2	0,03	0,48	0,45	0,08	0,29	0,11	0,04	0,28	0,30	0,25
Al_2O_3	15,32	15,01	16,45	15,78	14,45	13,43	12,57	15,20	13,75	13,08
Fe_2O_3	3,51	2,73	1,77	2,10	0,45	1,46	0,75	0,70	0,87	1,50
FeO	1,86	1,58	1,28	1,29	1,50	1,43	1,58	1,96	1,56	1,44
MnO	0,04	0,07	0,20	0,08	0,14	0,07	0,08	0,11	0,15	0,02
MgO	3,50	1,69	0,40	0,63	0,10	0,35	0,63	0,15	0,40	0,42
CaO	4,47	1,47	2,04	1,47	0,38	Не обн.	Не обн.	0,38	1,08	1,18
Na_2O	3,89	4,48	2,83	5,26	3,60	3,18	3,71	2,98	3,90	4,71
K_2O	3,75	3,60	4,30	4,24	4,96	5,96	5,12	5,40	3,75	4,44
H_2O	0,39	0,46	—	0,49	—	0,28	0,11	—	—	0,13
P_2O_5	0,11	0,11	—	0,13	—	0,56	0,03	—	—	0,02
П. п. п.	3,64	1,93	3,07	1,98	0,80	0,60	0,47	0,58	1,56	0,18
Сумма	99,46	99,51	99,79	99,31	99,67	99,59	99,84	99,76	100,92	99,81
a	14,4	15,0	12,6	18,0	14,6	15,1	14,9	13,8	13,5	15,0
c	3,4	1,8	3,0	1,7	0,4	0,0	0,0	0,4	1,3	1,0
b	13,3	8,2	7,2	4,3	5,2	5,4	5,1	7,5	4,7	3,7
s	68,9	75,0	77,2	76,0	79,8	79,5	80,0	78,3	80,5	80,4
a'	—	17,6	49,9	—	61,0	41,8	23,3	64,0	37,6	—
f'	37,2	47,6	40,7	72,9	35,8	47,6	56,7	32,8	48,5	70,1
m'	45,9	34,9	9,4	25,1	3,2	10,6	20,0	3,2	13,9	18,6
c'	16,0	—	—	2,0	—	—	—	—	—	11,3
n	61,2	65,4	50,0	65,3	52,4	44,8	52,4	45,6	61,6	58,8
φ	23,2	28,5	21,1	42,3	27,1	22,2	28,0	7,6	15,2	33,6
t	0,04	0,5	0,5	0,09	0,3	0,1	0,04	0,8	0,31	0,26
Q	5,8	18,2	26,2	14,5	30,2	28,6	30,3	28,8	32,8	28,8
a : *c*	4,3	8,4	4,2	10,4	32,7	—	—	31,1	10,6	15,4
f' : *m'*	0,8	1,4	4,3	2,9	11,5	4,5	2,84	10,1	3,5	9,8
100Fe : (Fe+Mg)	44,6	57,3	80,1	74,0	91,4	81,5	73,3	30,7	76,7	78,8
100 · (Na+K) : Al	68,0	75,0	57,0	84,0	78,0	87,0	93,0	71,0	76,0	88,0

Примечание. 1 — трахиандезитовый порфирит, р. Агул, выше рч. Обшивка; 2, 3 — плагионорфиры, р. Обшивка; 4 — трахитовый порфир, устье рч. Дыра; 5, 6, 8 — трахилипаритовые порфиры, рч. Верхний Мануй; 7 — то же, р. Агул, в 5 км выше устья рч. Шатер; 9 — кварцевый фельзитовый порфир, р. Агул, в 3 км ниже устья р. Верхняя Красная; 10 — кварцевый трахилипаритовый порфир, там же. Анализы выполнены в химической и спектральной лабораториях ИГиГ СО АН СССР аналитиками З. В. Болсвой (анализы 1, 2, 4, 6, 7, 10), Е. М. Зыряновой и Р. П. Куликовой (анализы 3, 5, 8, 9, квантометрия).

Они встречаются главным образом в юго-западной части Корокско-Минусинского массива. В правом борту р. Агул, в 4—5 км ниже устья Минусинки, с плохо обнаженными мелкозернистыми гранитами и граносиенитами чередуются кварцевые сиениты, обнажающиеся в виде свалов, либо весьма характерных для нордмаркит-сиенитовых интру-

зий Восточного Саяна столбообразных монадноков. В левобережной части массива аналогичные кварцевые сиениты и граносиениты образуют постепенные переходы к резко преобладающим над ними неравномерно-зернистым гранитам. Близкие к корокско-минусинским, кварцевые сиениты отмечены в узкой эндоконтактовой зоне Верхне-Краснинского массива вблизи вмещающих габбро. Таким образом, агульские кварцевые сиениты представляют собой сравнительно редкие эндоконтактовые образования граносиенит-гранитных плутонов.

Породы этой группы внешне подобны рассмотренным ранее гранитам и граносиенитам, с той лишь разницей, что в кварцевых сиенитах весьма ярко, даже макроскопически выражена призматически-зернистая, обычно в той или иной степени порфировидная или неравномернозернистая структура. При этом иногда обнаруживается планпараллельная ориентировка полевошпатовых таблиц, а в окраске наименее выветрелых разностей вместе с розовыми и красными появляются голубовато-серые тона и своеобразная слабая иризация полевых шпатов, также характерные для многих нордмаркитовых и щелочно-сиенитовых массивов. В шлифах устанавливается призматически-зернистое строение, с увеличением содержания кварца возрастает роль гипидиоморфной и микропегматитовой структур. Минеральный состав близок к составу рассмотренных выше гранитов и граносиенитов, отличаясь меньшим содержанием кварца (см. табл. 66, обр. 18—20), постоянным присутствием заметных (до 1%) количеств сфена и появлением в отдельных образцах подщелоченной роговой обманки. Кроме того, чаще, чем в гранитах, встречается циркон, оранжит и монацит. Калинатровый полевой шпат, господствующий в этих породах, представлен полосчатыми пертитами распада, аналогичными пертитам крупнозернистых гранитов. Весьма характерна ритмичная зональность калинатрового шпата, проявленная в чередовании узких зон с неодинаковой степенью развития пертитов, в отдельных случаях сохраняются псевдогомогенные участки с ритмично-зональным погасанием. Последующая пертитизация уничтожает эту зональность, за исключением тех случаев, когда она наследуется в виде систем пертитовых вростков, ограниченных пределами «своей» зоны. Состав и структурно-оптический тип зональных калинатровых шпатов определить не удалось. По морфологическим особенностям они напоминают таковые в граносиенитах Сидоровского Урала (Лазаренков, 1962, 1964) и гранитах Буйбинского плутона (Половинкина, 1965), также принадлежащих к девонской формации субвулканических гранитов и сиенитов. Плагиоклаз, если он содержится в породе, имеет ясно выраженный ксеногенный характер. Постоянно присутствующий биотит плеохроирует в зеленовато-бурых тонах, в отличие от красновато-бурого биотита из гранитов. Амфибол представлен щелочной (?) роговой обманкой ($cNg=22—24°$, $2V=-75°$, в зональных зернах от —59° в краях до —75° в центре, Ng — синевато-зеленый, Nm—зеленый, Np—зеленоватый, почти бесцветный, $Ng>Nm\gg Np$; $Ng—Np=0{,}010$). Таким образом, крайние, наиболее бедные кварцем породы, содержащие амфибол, по особенностям минерального состава могут быть отнесены к нордмаркитам или щелочным кварцевым лейкосиенитам. Химические анализы кварцевых сиенитов (см. табл. 67, ан. 18—20) и близких к ним граносиенитов (ан. 15, 17) не обнаруживают избыточной щелочности. По химизму породы этой группы очень близки к лейкократовым гранитам, незначительно отличаясь от них пониженными содержаниями кремнезема и более высокими — щелочей, магния, кальция и алюминия, что соответствует специфике минерального состава (присутствие сфена и роговой обманки, зеленовато-бурого биотита, существенно пертитовый состав полевых шпатов и т. п.). Та-

ким образом, геологическое положение, структурные, минералогические и химические особенности кварцевых сиенитов указывают на их неразрывную связь с аляскитами и граносиенитами, крайней, наиболее бедной кремнеземом разновидностью которых они, по существу, являются. Об этом же говорит и широкое развитие промежуточных (в отношении тех свойств, которые различно проявлены в крайних разновидностях) между аляскитами и нордмаркитами пород.

Жильные и дайковые породы граносиенит-гранитовых плутонов представлены мелкозернистыми гранитами и граносиенит-порфирами и неравномерно распределенными в пределах плутонов дайками основного состава.

Мелкозернистые граниты и граносиениты не являются, строго говоря, дайковыми образованиями, так как нередко маломощные (в пределах дециметров и первых метров) сложной формы жилки имеют с вмещающими породами очень четкие и резкие контакты, а в других своих частях постепенно переходят во вмещающие граниты более грубой структуры. При этом сколько-нибудь заметной разницы в составе мелкозернистых жильных гранитов, имеющих резкие или постепенные контакты с вмещающими гранитами и граносиенитами, равно как мелкозернистых эндоконтактовых разностей гранитов не установлено. В отличие от последних жильные граниты содержат наряду с биотитом замещающий его мусковит, пертиты в них сильнее пропылены гематитом и испытывают более интенсивную альбитизацию с образованием шахматного альбита. Самостоятельный «допертитовый» плагиоклаз еще более редок, чем в породах главной фазы. Полевые шпаты вмещающих среднезернистых гранитов в контакте с жильными часто испытывают с их стороны точно такую же коррозию и прорастание кварцем, как и со стороны мелкозернистого базиса в неравномерно-зернистых разновидностях. Химический состав жильных гранитов (см. табл. 67, анализ 5) идентичен составу ранее описанных разновидностей. Учитывая особенности залегания и состава мелкозернистых жильных гранитов, их следует считать результатом локального обособления и очень незначительно задержавшейся кристаллизации того же гранитного расплава, из которого сформированы вмещающие граниты и граносиениты.

Несомненно, более поздними являются одиночные дайки микрогранитов среди мелкозернистых гранитов южного эндоконтакта Минусинского плутона против устья Минусинки. В этом случае наблюдается интенсивное дробление и обильные ксенолиты вмещающих дайку мелкозернистых гранитов, а также гнейсов, аплитов и других чуждых рассматриваемому комплексу пород, и резко выраженные апофизы дайки в мелкозернистых гранитах. Для микрогранитов характерны чрезвычайно тонкая аллотриоморфная структура с размерами минеральных индивидов 0,03—0,01 мм, исключительно кварц-полевошпатовый состав и обильная гематитовая пропыленность.

Более широко распространены дайки основных пород — пироксеновых и роговообманковых диабазов. Они обычно концентрируются в отдельных узких зонах северо-западного или субмеридионального простирания и имеют, как правило, крутое падение и небольшую (в пределах первых дециметров редко до 1—1,5 м) мощность. Пироксеновые диабазы обладают мелкозернистой, реже порфировидной долеритовой или субофитовой структурой и сложены лабрадором № 58—63 и зональным, иногда со структурой песочных часов клинопироксеном с $cNg = 40—44°$, $2V = 53—50°$ (от центра зерна к краю). Второстепенные минералы — актинолит, иногда бурая роговая обманка, акцессории — титаномагнетит, апатит, сфен. Роговообманковые диабазы, внешне неотличимые от пироксеновых, сложены также лабрадором № 60—65

и бурой роговой обманкой ($cNg = 15—16°$, $-2V = 78°$) и рудным минералом. Характерно, что разности промежуточного, пироксен-амфиболового состава не встречены.

Примечательной особенностью дайковых диабазов являются их весьма интенсивный метаморфизм и постоянное присутствие в них вторичных апатита, актинолита, альбита, эпидота, кварца, хлорита. Эти минералы, перечисленные примерно в порядке их образования, вытесняют большей частью или полностью первичные плагиоклаз, пироксен и роговую обманку. В случае наиболее глубоких изменений, затрагивающих даже наиболее устойчивый рудный минерал, образуются красновато-бурые, внешне напоминающие сиенит-порфиры, хлорит-карбонат-альбитовые породы с кварцем. Для слабо измененных диабазов обычны актинолит и эпидот. Эти соотношения подтверждают указанную выше последовательность образования вторичных минералов от высокотемпературных к низкотемпературным. По-видимому, вторичные изменения диабазов обусловлены проработкой даек растворами, поступавшими либо из корневых зон или промежуточных очагов, либо неполностью к этому времени завершивших свое формирование гранитов. В связи с этим интересно заметить, что нередко измененные ксенолиты диабазов в гранитах трудно отличить от измененных дайковых диабазов. Активное влияние послегранитных растворов на состав более поздних, но связанных с гранитами основных даек с образованием лампрофиров и роговообманковых диабазов было показано рядом исследователей (Соболев, 1952; Изох, 1958). В нашем случае такое воздействие имело место, по-видимому, после раскристаллизации дайковых пород в сравнительно низкотемпературной обстановке и лишь в незначительной степени сказалось на условиях кристаллизации основной магмы даек, обусловив появление роговообманковых диабазов. Типичные для послегранитовых даек лампрофиры нами не установлены.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы выражено довольно отчетливо, но, как правило, фиксируется при полевых наблюдениях лишь на незначительных, измеряемых метрами и первыми десятками метров расстояниях от контакта. Контакт гранитов с кристаллическими сланцами и гнейсами бирюсинской свиты — существенно инъекционный, с проникновением многочисленных ветвящихся жилок гранитов, ориентированных вдоль плоскостей рассланцевания и разгнейсовки. В зальбандах жилок наблюдаются узкие (менее 1 см) зоны закаливания. Изменения вмещающих гнейсов обычно слабо видны на фоне более ранних интенсивных метаморфических преобразований и чаще всего проявляются в образовании пятнистых кварц-полевошпатовых пород гранобластовой структуры.

Очень четко проявлены контактовые изменения верхнепротерозойских габбро, образующих отдельные тела в экзоконтактовой зоне Верхне-Краснинского плутона, а также ряд изолированных останцов среди гранитов Минусинского и Телегашского плутонов. Помимо активного механического воздействия и разнообразных внедрений гранитов (заливы, дайки, мелкие инъекции) в габбро, последние подвержены интенсивным вещественным преобразованиям. Так, диаллаговые габбро и габбро-пироксениты юго-западного экзоконтакта Верхне-Краснинского плутона в левом борту Агула испытывают интенсивное окварцевание и фельдшпатизацию, превращаясь в самом контакте в неоднородные породы монцонитоидного облика. Значительно шире, по меньшей мере на расстоянии 300—500 м от контакта, проявилась более ранняя, предшествующая окварцеванию и фельдшпатизации биотитизация габброидов. На начальных этапах окварцевания поражается главным образом плагиоклаз с образованием в нем субграфических вростков

кварца. Затем происходит распад плагиоклазовых зерен на большое число разновременно погасающих блоков и снижение основности плагиоклаза с № 55—70 до 35—40. Дальнейшая деанортитизация плагиоклаза тесно связана с развитием калинатрового полевого шпата. На контакте плагиоклаза с калинатровым шпатом в последнем обычны многочисленные включения плагиоклаза, количество, размеры и основность которых резко уменьшаются от края внутрь калинатрового полевого шпата. В этом направлении субпрямоугольные включения олигоклаз-андезина сменяются неправильными резорбированными зернами замутненного альбита с неясно выраженной двойниковой структурой, иногда эти включения различаются в калинатровом полевом шпате только благодаря присутствию пелитового материала. Завершается этот процесс выравниванием состава включений с составом зерна-носителя и удалением пелитового материала. В других случаях наблюдается псевдоморфное замещение плагиоклаза альбитом первых номеров без видимой связи с окварцеванием или образованием калинатрового полевого шпата. Одновременно с замещением плагиоклаза происходит интенсивное замещение темноцветных минералов с образованием пятнистых и псевдоморфных скоплений магнетита и мелкочешуйчатого зелено-бурового биотита в полевом шпате. Наиболее измененные в контакте габбро сложены мелкозернистыми криптобластическими агрегатами переполненного магнетитом и биотитом полевого шпата и кварца, на сером фоне которых выделяются розовые порфиробласты альбита размером от долей миллиметра до 4—5 мм, часто с включениями реликтового плагиоклаза. Характерными акцессорными минералами апогаббровых пород являются апатит, особенно обильный в альбитизированных породах, и циркон, сопровождающий калинатровый полевой шпат.

Более глубокие изменения характерны для останцов и ксенолитов крупнозернистых габбро среди гранитов южной части Телегашского плутона. В них часты крупные реликты андезина среди гипидиоморфной кварц-пертитовой массы, отличающейся от типичных гранитов высоким (до 10—20%) и неравномерным содержанием темноцветных минералов — реликтовых (роговой обманки, клинопироксена) и вторичных (актинолита, эпидота, биотита и т. д.), и обилием тонкошестоватых и игольчатых включений апатита в кварце. От таких пород к вмещающим гранитам имеются переходные разности с переменными соотношениями пертита и в разной степени деанортитизированных включений в нем. Сами пертиты в контаминированных гранитах имеют, судя по наблюдениям в окрашенных шлифах, разный состав и неоднородную структуру. Процессы эпидотизации, амфиболизации и карбонатизации основных пород проявлены значительно слабее.

В менее яркой форме выражены изменения пород вулканогенной кровли. Они фиксируются повсеместно вблизи границ интрузивов как в ксенолитах эффузивов, в гранитах и граносиенитах, так и в экзоконтактах, в то время как непосредственно первичные границы интрузивов оказываются большей частью нарушенными.

Приконтактовые изменения основных эффузивов ведут обычно к их осветлению, а кислые эффузивы в процессе ороговикования темнеют. Таким образом, происходит нивелировка внешнего облика испытавших контактовое воздействие эффузивов. В основных и средних эффузивах развиваются вторичные альбит, амфибол, хлорит, эпидот, кварц. Благодаря псевдоморфной альбитизации даже в глубоко измененных породах нередко сохраняется подобие первичных диабазовой или интерсертальной структур. Иногда общее осветление основных эффузивов сопровождается обособлением кварц-альбитовых гранобластических агрега-

тов с небольшим (до 10%) содержанием темноцветных компонентов и скоплений длиннопризматического актинолита, эпидота и сфена. Первичные вещественные и особенно структурные признаки породы при этом полностью утрачиваются. Для кислых эффузивов и их пирокластов наиболее характерны явления перекристаллизации с обособлением участков, различных по структуре и соотношению кварца и калинатрового полевого шпата. Очертания этих участков не подчиняются элементам характерных для агульских трахилипаритов флюидальных и ленточных текстур, которые затушевываются в результате контактового воздействия гранитов. Иногда изменения кислых эффузивов сопровождаются перемещением вещества (по-видимому, из зон осветления основных эффузивов) и образованием амфибол-полевошпатовых гранобластических пород. Широко развиты также магнетит-биотит-кварц-полевошпатовые роговики с жилками кварца и калинатрового полевого шпата. В непосредственном контакте с гранитами в полосчатых трахилипаритах встречены напоминающие апофизы жилки, сложенные микрогранобластовым агрегатом кварца и альбита.

Эндоконтактовые изменения чаще всего выражаются в изменении зернистости пород, более или менее быстром; обычно неравномерные в целом переходы от мелкозернистых пород контактовой зоны до средне- и крупнозернистых разностей совершаются на расстоянии до 300—500 м от контакта вглубь. В контактах с более глубоко эродированными древними образованиями граниты почти не испытывают изменения зернистости, за исключением мелких апофиз. Изменения вещественного состава проявляются заметно лишь в контактах с основными породами. При этом обычно увеличивается содержание плагиоклаза и сопутствующих ему хлорита, апатита, редко эпидота. В отдельных случаях наблюдается уменьшение содержания кварца и переход гранитов в граносиениты и кварцевые лейкосиениты, однако это явление не имеет закономерного характера. На контакте с ороговикованными порфирами в гранитах наблюдались кварц-альбитовые оторочки шириной до 0,2—0,3 м, аналогичные по составу и структуре кварц-альбитовым жилкам, проникающим здесь же в эффузивы.

Возрастное положение агульских гранитов и граносиенитов определяется, с одной стороны, трансгрессивным залеганием на них (Уланчинский массив) достаточно надежно датированных живетских отложений, а с другой — бесспорно активными контактами интрузивов с породами вулканогенной толщи, возраст которой установлен менее определенно. По аналогии с вулканогенными ассоциациями обрамления девонских впадин и структурной сопряженности Агульского прогиба с Рыбинской впадиной большинством геологов толща датируется нижним девоном или концом силура — началом девона (Зоненшайн, 1956; Шелковников, 1962; Ляцкий, 1967; Даценко, 1970; Алексеева, 1970), хотя имеются представления о раннепалеозойском (Хильтова, Крылов, 1964; Никульченко, 1961) и даже докембрийском (Рассказчиков, 1957) ее возрасте.

В связи с этим значительный интерес представляет радиологическая датировка рассматриваемых интрузивных образований, а также прорываемых ими вулканогенных пород. По существу, первыми, если не считать единичных и противоречащих геологическим наблюдениям определений свинцовым методом (Волобуев, Мусатов и др., 1966), являются калий-аргоновые возраста, определенные в лаборатории абсолютного возраста ИГиГ СО АН СССР под руководством Л. В. Фирсова. Материалом послужили штуфные пробы гранитов, отобранные нами из разных частей нескольких массивов и вулканогенных пород, также различных по составу и местоположению. Возраст (рассчитанный исходя из

Таблица 69

Калий-аргоновый возраст гранитов и эффузивов среднего течения р. Агул

Интрузивные породы		Эффузивные породы	
№ пробы	Возраст, млн. лет	№ проб	Возраст, млн. лет
53/65	422	284/65	406
422/65	392	118/65	392
426/65	378	439/65	392
437/65, 432/65	376	364/65	372
427/65	373	2026/65, 207/65	362
251/65, 253/65	365		
441/65	362		
309/65	354		

Примечание. 251, 253 — среднезернистые граниты из западной части Верхне-Краснинского плутона, правый борт р. Агул, в 3 км ниже рч. Верхняя Красная; структура гипидиоморфная, калинатровый шпат — микропертит распада с 30%-ной примерно альбитовой составляющей; акцессорные — магнетит, циркон. 309 — средне-зернистый гранит, та же часть плутона, левый борт р. Агул, в 1 км выше устья рч. Верхняя Красная, вблизи контакта с более древними габбродиами; от предыдущих образцов отличается более резко выраженной гипидиоморфной структурой, несколько более крупнозернистым строением, большим содержанием биотита, магнетита, апатита, присутствием наряду с цирконом монацита, 53 — мелкозернистый гранит, юго-западный эндоконтакт Корокско-Минусинского плутона, левый борт р. Агул, в 3 км выше устья рч. Минусинка; микроструктура варьирует от гипидиоморфной до микропегматитовой; характерен акцессорный сфен, магнетит содержится в очень малом (порядка 0,1%, даже меньшем, чем сфен) количестве; наряду с ярко выраженными пертитами распада сохранились псевдогомогенные прозрачные участки. 426 и 427 — порфировые граниты, восточная часть Телегашского плутона, устье р. Седелочной (426) и 3 км ниже его (427); в микропегматитовом базисе обособляются либо пелитизированный альбит с оболочками пертита, либо пертит с небольшими ядрами альбита; с плагиоклазом ассоциируют эпидот и хлорит; акцессорные — альбит и сфен. 432 — средне-крупнозернистый гранит, южная часть Кельчинского массива, в 5 км выше устья р. Телегаш; резко выражена гипидиоморфная структура; полосчатая структура экссолюционных микропертитов несколько осложнена явлениями перекристаллизации с появлением шахматного альбита; биотит, как и во всех других шлифах, вторичным изменениям не подвержен. 437 — среднезернистый гранит, северная часть Кельчинского интрузива, в 10 км ниже устья р. Телегаш; структура гипидиоморфная; полосчатые пертиты распада содержат блоки псевдогомогенного криптопертита; характерны относительно крупные (до 1 мм) выделения магнетита, ассоциирующие с бурым (в отличие от других образцов — не красноватым) биотитом. 441 — среднезернистый гранит, восточная часть Мунуйского интрузива, против устья рч. Мунуй; характерны микрографические вростки кварца в крупных (3—5 мм) зернах пертита и переходы псевдогомогенных криптопертитовых участков в калинатровом шпате в полосчатые пертиты распада и перекристаллизованные пятнистые пертиты; биотит слегка хлоритизирован. 284 — ортофир, правый борт р. Агул, в 5 км ниже устья рч. Верхняя Красная; в тонкокристаллической буро-красной основной массе плохо видны также окрашенные редкие (около 5%) толстые таблицы антипертита и единичные выделения опацитизированного биотита; в шлифе наблюдается параллельно флюидальная текстура основной массы, сложенной микролитами антипертита и биотита и фельзитовой тканью, большей частью основная масса раскристаллизована до аллотриоморфной; полосчатость, обусловленная неоднородным распределением компонентов и разной степенью раскристаллизации, очень выдержанная — длина полосок в десятки раз превосходит их ширину. 207 — трахитовый порфир рч. Востряк (левый приток р. Агул), в 3 км от устья; массивная порода с обильными мелкими (1—2 мм) фенокристаллами идиоморфного розово-красного полевого шпата и плотной красно-бурой основной массой; порфировые выделения представлены альбитом № 8 с пятнами хлорита и карбоната в нем; редкие мелкие миндалины выполнены эпидотом; основная масса гиалиновая, существенно калишпатовая с кварцем, редкими лейстами альбита, биотита и рудной пылью. 2026 — трахитовый порфир, левый борт р. Агул, у устья рч. Дыра. Аналогичен образцу 207, отличается большой раскристаллизацией основной массы и несколько меньшим содержанием в ней калишпата. 118 — липаритовый порфир, левый борт р. Агул, в 5 км ниже устья р. Телегаш; серый с буровато-красным оттенком, в отдельных полосах розовый с редкими (1—2 на 1 см²) вкрапленниками розоватого криптопертита; основная масса фельзитовая, кварц-полевошпатовая, с рудной пылью; намечается полосчатая текстура базиса, обусловленная обособлением относительно богатых кварцем линзовидных полосок и параллельной им ориентировкой тонкотабличных фенокристов калинатрового полевого шпата. 364 — кластолава трахилипаритового порфира, правый борт р. Агул, рч. Чухланча; в темно-серой, слегка буроватой основной массе присутствуют также темные, ясно различимые лишь в шлифе редкие автокселолиты и обломки андезитовых порфиритов размером не более 1 см и обильные (около 15%) параллельно ориентированные таблички белесого, чуть розоватого альбита; основная масса фельзитовая, тонкофлюидальная. В окрашенном шлифе выявляется обогащение отдельных полосок кремнеземом, калием или тонкораспыленным рудным веществом. 439 — трахилипаритовый порфир, правый борт р. Агул, в 6 км выше рч. Шатер (западный эндоконтакт Кельчинского гранитного массива); характерна полосчатая текстура, заметная микроскопически благодаря параллельной ориентировке фенокристаллов розового калинатрового полевого шпата, в шлифе отчетливо видны обособления более и менее богатых кварцем линейных участков; основная масса кварц-полевошпатовая, фельзитовая, с микролитами тонко сдвойникованного прозрачного альбита; в богатых кварцем полосках основная масса раскристаллизована до микроаллотриоморфной.

Количественный минеральный состав образцов приведен в табл. 66, химический состав гранитов — в табл. 67, эффузивов — в табл. 68.

констант ($\lambda_\beta = 4{,}68 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$ и $\lambda_к = 0{,}585 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$) и краткая характеристика анализированных образцов даны в табл. 69.

Представленные в табл. 69 результаты калий-аргоновых определений укладываются для гранитов в интервале 354—422 млн. лет, а если исключить 2 крайних значения, то разброс сужается до 362—392 млн. лет. Несколько меньшим диапазоном характеризуется возраст предшествующих эффузивов (368—406 млн. лет и 372—392 млн. лет, если исключить крайние значения). Такая достаточно плотная группировка дат убедительно, на наш взгляд, свидетельствует об отсутствии значительных нарушений процесса накопления радиогенного аргона, ибо в противном случае неизбежно должны иметь место значительные расхождения возрастов различных петрографически и по местоположению в массивах проб, отстоящих друг от друга на расстояниях до 50—60 км.

Полученные данные, отвечающие по современным геохронологическим шкалам границе нижнего и среднего девона для эффузивов и началу среднего девона для интрузивных пород, хорошо согласуются с последовательностью формирования тех и других, с геологически определяемым верхним возрастным пределом интрузии (средний девон), а также с существующими представлениями о временной близости гранитоидной интрузии и вулканогенной толщи, выполняющей Агульский прогиб. Как видно из табл. 69, граниты очень незначительно отличаются по калий-аргоновым отношениям от эффузивов. Нет также существенных различий в возрасте эффузивов, отобранных вблизи контакта с гранитами (обр. 439 и 118), на удалении около 3 км от контактов (обр. 284, 364) и на расстоянии 18—20 км от ближайшего интрузива (обр. 202б, 207), хотя их следовало бы ожидать при внедрении в эффузивы намного более молодых гранитов.

Таким образом, полученные данные подтверждают сложившееся представление о гранитах и граносиенитах бассейна Агула и вмещающих их эффузивах как о близких во времени проявлениях массового существенно гранитоидного магматизма эпохи активизации, охватившей в девоне значительную часть каледонид и байкалид Алтае-Саянской области. Точно так же интерпретируется иркутскими геологами очень близкий к нашим — 381—418 млн. лет по 8 калий-аргоновым определениям — возраст интрузий огнитского комплекса в междуречье Уды и Бирюсы (Алексеева, 1970).

Приведенные данные позволяют рассматривать интрузивные образования Агул-Туманшетского водораздела в качестве составной части вулканогенно-интрузивной ассоциации, возникшей в связи с активизацией в среднем палеозое древних структур Протеросаяна. Генетическая общность интрузивных и вулканогенных пород доказывается, помимо их теснейшей пространственной, а судя по только что приведенным данным о возрасте — временной сопряженности, близостью условий становления и вещественного состава. Общность состава эффузивов и интрузивных пород наглядно иллюстрируется совпадением роев фигуративных точек на петрохимической диаграмме (см. рис. 3). Сопоставление средних составов эффузивных и интрузивных пород и отдельных петрографических групп внутри тех и других показывает, что кислые девонские эффузивы характеризуются в целом теми же особенностями, что и ассоциирующие с ними глубинные породы (повышенная кислотность, щелочность, железистость, пересыщенность глиноземом, низкие содержания кальция и магния). Наиболее близки к составу интрузивных пород в целом и господствующих среди них гранитов трахилипаритовые и липаритовые порфиры (табл. 68, анализы 5—10), доминирующие, в свою очередь, среди эффузивных образований. В целом же средний состав эффузивов несколько отличается по большей части

параметров, за исключением TiO_2, Fe_2O_3, a, n, f', m', от среднего состава интрузивных пород в сторону меньшей кислотности, щелочности и железистости. Эта разница обусловлена большей, по сравнению с их весьма скромной ролью в составе кислых вулканитов, представительностью трахитов, трахиандезитов и плагиопорфиров в аналитической выборке. Вместе с тем имеющиеся различия в средних составах кислых вулканитов и интрудированных пород можно считать естественным следствием обычной в таких случаях эволюции последовательно поднимающихся гранитоидных расплавов. Общие обусловленные сходством состава и условий формирования особенности наблюдаются и в минеральном составе (лейкократовость, существенно пертитовый состав полевых шпатов, биотит в качестве наиболее типичного и большей частью единственного темноцветного минерала), структурных (широкое развитие порфировых структур, эвтектоидных кварц-полевошпатовых срастаний) и физических свойствах, а в конечном счете во внешнем подобии эффузивных и интрузивных пород. Учитывая все имеющиеся данные, можно с полным основанием рассматривать граниты и граносиениты в качестве комагматов щелочно-салических эффузивов девонской вулканогенной толщи и членов гетерогенной вулканогенно-интрузивной ассоциации, включающей помимо пород гранитоидного ряда контрастные с ними основные и среднего состава эффузивы, связи которых с кислыми вулканогенными, а следовательно, и интрузивными породами являются более отдаленными, парагенетическими.

Таким образом, соотношения гранитов и граносиенитов бассейна Агула аналогичны тем, какие наблюдаются и в других среднепалезойских вулкано-плутонических ассоциациях, в том числе и в рассмотренных выше комплексах активизированных каледонид северо-западной части Восточного Саяна. Сходство во многих чертах одинаково проявленных на фоне каледонских и байкальских структур, судя по всему, одновозрастных эффузивно-интрузивных ассоциаций прослеживается и в отношении условий становления и вещественного состава интрузивных образований. Это находит свое выражение как в общности их качественного петрографического состава, так и повторяемости однотипных пород. Ярким примером является появление в агульских кварцевых сиенитах зональных калинатровых полевых шпатов, очень похожих на таковые в нордмаркитах Сидоровского Урала. Наиболее важные петрографические и петрохимические признаки, роднящие одинаковые породные группы и ассоциации в целом, уже указывались выше и нет нужды в их повторении. Укажем только, что однотипные породы из различных районов Восточного Саяна по большинству признаков (в том числе и тех, по которым ассоциации в целом довольно отчетливо различаются) оказываются, по существу, идентичными. Сравнение средних содержаний породообразующих окислов и ряда петрохимических параметров, представленных в таблицах 70—72, и оценка значимости различий на 95 и 99%-ных уровнях (табл. 73) показывают, что агульские граниты отличаются от девонских гранитов Амыл-Кандатского прогиба только меньшим содержанием кальция и менее натровым составом щелочей, а от гранитов Ирбинского плутона не отличаются значимо ни по одному из признаков. Несколько большей специфичностью состава обладают агульские граносиениты, которые отличаются большим * содержанием калия от амыл-кандатских, а на 95%-ном уровне —

---

* Здесь и далее речь идет о значимых хотя бы на 95%-ном уровне различиях выборочных средних величин.

Таблица 70

Петрохимические статистики среднепалеозойских гранитов Восточного Саяна

Оксисл	Район Ирбинского месторождения, n=13				Амыл-Кандатский прогиб, n=12				Бассейн Агула, n=29			
	$\bar{X}$	s	A	$d\cdot1000$	$\bar{X}$	s	A	$d\cdot1000$	$\bar{X}$	s	A	$d\cdot1000$
SiO_2	73,67	1,18	—0,12	830	73,35	1,42	+0,08	884	74,01	2,39	—0,63	725
TiO_2	0,22	0,08	+0,37	797	0,25	0,06	—0,57	777	0,29	0,15	—0,55	754
Al_2O_3	12,81	1,05	+0,11	742	13,29	0,82	—0,02	808	12,91	1,04	+0,07	824
Fe_2O_3	1,68	0,56	—1,15	690	1,11	0,49	+0,35	876	1,63	0,75	+0,89	707
FeO	1,32	0,70	+0,90	741	2,12	1,13	+0,78	769	1,43	0,60	+0,24	823
MnO	0,027	0,034	+1,10	793	0,07	0,027	—0,15	800	0,07	0,04	+0,98	810
MgO	0,12	0,142	+0,66	855	0,27	0,22	+1,88	634	0,24	0,21	+0,80	808
CaO	0,51	0,32	+0,10	844	0,80	0,33	—0,16	833	0,37	0,32	+0,80	797
Na_2O	4,20	0,43	—0,26	794	4,03	0,59	+0,50	803	3,80	0,51	—0,90	717
K_2O	4,28	0,53	—1,51	724	4,09	0,58	—1,33	708	4,49	0,59	—2,11	606
a	14,8	1,47	—1,04	740	14,2	1,54	—0,81	651	14,2	1,24	—0,54	786
c	0,2	0,49	—0,34	759	0,9	0,35	+0,21	809	0,4	0,31	+0,61	810
b	4,1	1,60	+0,81	733	4,52	1,89	+0,84	778	4,6	1,51	+1,39	706
s	80,8	0,87	—0,11	860	80,4	1,28	+0,26	862	80,4	1,57	—0,37	755
f'	66,6	18,13	—0,53	736	65,9	13,80	—0,33	808	58,9	15,7	+0,14	849
m'	5,2	5,70	+0,52	885	11,5	5,90	+0,03	876	8,2	6,18	+0,29	835
n	58,7	3,36	—0,49	720	59,9	4,94	+0,30	806	56,0	5,64	+0,87	634
Q	31,5	3,37	+0,22	824	31,4	3,98	—0,33	843	33,06	4,77	+0,54	764
$100\cdot Te : (Fe+Mg)$	92,4	7,76	—0,54	832	85,4	7,48	—0,74	833	87,4	9,10	—0,17	848
$100\cdot (Na+K) : Al$	91,0	12,74	—1,04	770	83,9	9,03	—1,04	745	86,3	7,25	—0,44	810
$100Q : (a+c)$	98,6	3,37	+0,18	743	94,4	2,58	—0,60	779	97,6	2,06	—0,54	826
	$A_{01}\leqslant1,41$; $0,927\geqslant d_{01}\geqslant0,673$				$A\leqslant_{01}1,44$; $0,932\geqslant d_{01}\geqslant0,671$				$A\leqslant_{01}1,0$; $0,886\geqslant d_{01}\geqslant0,708$			
	$A_{05}\leqslant1,07$; $0,915\geqslant d_{05}\geqslant0,719$				$A\leqslant_{05}1,09$; $0,904\geqslant d_{05}\geqslant0,717$				$A\leqslant_{05}0,67$; $0,865\geqslant d_{05}\geqslant0,739$			

Примечание. Кроме приведенных в настоящей работе анализов, при расчете статистик таблиц 70—72 использованы неопубликованные данные авторов: Е. А. Шнейдера, Б. П. Зубкус, И. В. Лучицкого (Беллык-Байтакское поднятие), В. П. Ковалева (Беллык-Байтакское поднятие и Амыл-Кандатский прогиб), М. П. Мазурова (Сидоровский и Ирбинский массивы), С. М. Николаева (Ирбинский и Новоспасовский массивы), В. Д. Чеховича и В. А. Вержховской (Амыл-Кандатский прогиб), В. М. Даценко (бассейн р. Агул). Средний состав сиенитов Холдерминского плутона вычислен по данным Л. Н. Морозова (Морозов, 1967, табл. 1, № 1, 2, 3, 5) и В. Е. Диброва (Дибров, 1964, табл. 19, анализы 30, 32, 62, 67).

Таблица 71

Петрохимические статистики среднепалеозойских граносиенитов Восточного Саяна

Окисел	Беллык-Байтакское поднятие, $n=10$				Ирбитский район, $n=8$		Амыл-Кандатский прогиб, $n=7$		Бассейн р. Агул, $n=10$			
	$\bar{x}$	s	A	$d\cdot1000$	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	A	$d\cdot1000$
SiO_2	66,50	2,57	—1,18	621	68,25	1,77	67,65	2,52	69,31	3,05	—0,21	624
TiO_2	0,52	0,17	+1,27	683	0,58	0,17	0,53	0,14	0,32	0,29	0,56	785
Al_2O_3	15,81	0,81	+0,14	728	15,11	0,93	15,11	1,12	14,81	0,82	—0,79	639
Fe_2O_3	1,86	0,47	+0,32	816	2,64	0,68	2,69	1,23	1,62	0,65	1,11	704
FeO	2,16	0,69	+0,3	770	1,33	0,62	2,19	1,39	1,65	0,49	0,49	740
MnO	0,069	0,044	+0,01	742	0,08	0,10	0,09	0,02	0,076	0,03	0,29	707
MgO	0,98	0,42	0,66	713	0,45	0,28	0,71	0,53	0,89	0,82	1,02	720
CaO	2,28	0,74	+0,28	829	1,11	0,39	1,35	0,76	0,81	0,67	1,35	650
Na_2O	4,91	0,60	0,09	747	5,49	0,73	5,44	0,72	4,59	0,51	0,57	768
K_2O	4,12	0,43	—0,69	670	4,13	0,54	3,49	0,70	4,83	0,36	0,45	770
a	16,6	1,25	+0,08	750	17,6	1,63	16,7	1,48	16,6	1,41	+0,52	779
c	1,8	0,91	—0,46	842	0,8	0,86	1,4	0,65	1,0	0,45	+0,56	773
b	6,0	1,78	+0,55	670	5,0	0,93	6,1	1,44	6,3	1,87	—3,3	838
s	75,6	2,89	—0,02	691	76,4	1,52	75,8	2,01	76,1	1,41	—0,92	613
f'	62,2	8,12	+0,15	886	68,2	10,2	73,1	1,10	49,8	18,12	+0,07	730
m'	27,2	6,17	—0,66	676	14,7	8,92	17,0	12,5	25,7	16,0	+0,32	767
n	63,9	3,58	1,28	592	66,4	4,89	70,2	6,02	58,0	5,07	—1,7	672
Q	15,3	7,50	+0,43	630	16,1	5,94	18,1	7,09	18,4	5,11	+0,39	711
$100Fe:(Fe+Mg)$	56,5	42,1	—2,7	506	85,6	9,44	81,7	1,38	69,4	15,80	—0,07	677
$100\cdot(Na+K):Al$	80,1	7,02	+0,18	802	85,8	10,53	84,5	5,44	84,5	8,11	+0,21	682
$100\cdot Q:(a+c)$	90,5	4,79	+0,48	846	95,6	4,91	92,8	3,80	94,4	2,55	—0,36	774

Таблица 72

Петрохимические статистики сиенитов среднепалеозойских комплексов Восточного Саяна

Окисел	Беллык-Байтакское поднятие, n=68(51)				Холдерминский плутон, n=26
	$\bar{x}$	s	A	$d \cdot 1000$	x
SiO_2	60,67(62,09)	3,37	—0,50	838	62,78
TiO_2	0,64(0,56)	0,27	—0,18	769	0,91
Al_2O_3	17,32(17,14)	1,52	+0,40	742	16,91
Fe_2O_3	3,76(3,14)	1,98	+1,00	782	2,57
FeO	2,13(2,12)	1,01	+0,26	811	1,89
MnO	0,17(0,12)	0,14	+1,86	728	0,27
MgO	0,90(0,91)	0,46	—0,05	802	1,02
CaO	1,51(1,51)	0,77	+0,78	763	1,91
Na_2O	6,77(6,21)	1,41	+1,03	750	5,69
K_2O	4,76(4,78)	0,94	+1,67	700	5,19
a	21,2(20,6)	2,23	0,41	771	19,7
c	0,3(1,2)	2,36	—1,35	681	1,2
b	7,5(7,0)	2,29	+0,08	736	7,3
s	69,6(71,2)	3,07	—0,51	819	71,8
f'	62,0(68,6)	15,19	—0,77	772	58,2
m'	20,5(22,5)	10,02	—0,17	808	24,2
n	67,4(66,2)	5,93	—1,03	708	68,8
Q	—3,8(—0,3)	10,55	—0,59	787	+2,4
100Fe : (Fe+Mg)	77,0(74,7)	10,14	—0,13	824	70,0
100(Na+K) : Al	94,8(89,6)	13,8	+0,96	751	88,4
100Q : (a+c)	99,4(94,5)	10,75	+1,39	730	94,49

Примечание. При n=68 $A_{05} < 0{,}56$; $A_{01} < 0{,}73$; $0{,}840 > d_{05} > 0{,}758$; $0{,}855 > d_{01} > 0{,}739$. В скобках приведены средние без учета 17 анализов нефелиновых сиенитов и сайбаритов.

от ирбинских и беллык-байтакских, тогда как содержание натрия в них меньше, чем в ирбинских и амыл-кандатских. Соответственно меньшей по сравнению с граносиенитами других районов является величина параметра «n». Кроме того, агульские граносиениты характеризуются меньшими по сравнению с амыл-кандатскими содержаниями окислов железа (раздельно и в сумме); по сравнению с ирбинскими—окисного железа, титана и меньшей величиной железистости. От граносиенитов сайбарского комплекса агульские граносиениты отличаются меньшими содержаниями кальция и алюминия и большими — кремния, а также большей ролью щелочей в полевошпатовой части. Таким образом, наиболее характерной особенностью агульских гранитов, граносиенитов и, по-видимому, пород сиенитовой группы (табл. 72), наиболее часто отличающей их от пород девонских интрузий каледонид Восточного Саяна, является несколько повышенная роль калия в составе щелочей. По-видимому, эта особенность свойственна и другим гранитоидным интрузиям эпохи активизации восточно-саянских байкалид, на что указывают данные И. В. Гордиенко (1969) по вулкано-плутонической ассоциации Окинского хребта.

Таблица 73

Значимость различий средних содержаний окислов и других петрохимических параметров в породах Беллык-Байтакской (1), Ирбинской (2), Амыл-Кандатской (3) и Гутаро-Агульской (4) зон

Окисел	Кислые эффузивы						Граниты			Граносиениты						Сиениты
	1/2	1/3	1/4	2/3	2/4	3/4	2/3	2/4	3/4	1/2	1/3	1/4	2/3	2/4	3/4	1/4
SiO_2			4			4						4				4
TiO_2						3								4		4
Al_2O_3			1									1				
Fe_2O_3	2	1		2	2				4	2	**3**			2	3	1
FeO	1	3		3	4	3			3	1			3		**3**	
Fe_2O_3+FeO															**3**	
MnO						3										4
MgO		**3**		3						1						
CaO		**3**		**3**		**3**	3		3	**1**	1	**1**				4
CaO+MgO		**3**		**3**		3	3		3	**1**	1	**1**				
Na_2O		1	**1**		2	3								2	3	1
K_2O		1				**4**						**4**		4	**4**	4
Na_2O+K_2O		1	1													
n			**1**		2	3			3		3	**1**		2	3	
(Na+K) : Al		**1**	**1**	2	2											1
a		**1**	**1**	2	2											1
Q : (Q+c)		**1**	1	2	**4**		2		**4**	2		4				1
Fe : (Fe+Mg)		**1**					2			2				2		
S			**4**													4
Q			**4**		4	**4**										4

Примечание. В соответствующих клетках проставлены номера той из попарно сравниваемых выборок, которая характеризуется значимо (при 99%-ном (выделено полужирным шрифтом) и 95%-ном уровнях) большей величиной выборочной средней данного параметра. Оценка значимости произведена по *t*-критерию, а для выборок малой (меньше 11) численности и в случаях отклонений от нормального распределения — по критерию Вилкоксона. Дисперсии параметров сиенитов Холдерминского плутона условно приняты равными дисперсиям сиенитов Беллык-Байтакского поднятия, с которыми они сравниваются.

Агульским интрузиям присущи некоторые специфические особенности, отличающие их от других среднепалеозойских интрузивных комплексов Восточного Саяна. Сюда прежде всего относится масштабность как самих интрузий, так и всей магматической ассоциации в целом. Сопряженные с гранитами и граносиенитами вулканические породы выполняют одну из крупнейших (если не самую крупную) в пределах каледонских и байкальских структур Восточного Саяна депрессию, площадь которой составляет около 5000 км². На фоне этого массового вулканизма достаточно широко проявились в целом еще мало эродированные гранитоидные интрузивы площадью до 600 км².

В отношении состава агульских интрузий в целом весьма ярко проявляется господствующая роль гранитов по отношению к граносиенитам и еще реже встречающимся кварцевым субщелочным сиенитам. По этому признаку они заметно отличаются от девонских интрузий салаирид Восточного Саяна, где нередко имеют место обратные соотноше-

ния очень редких гранитов и преобладающих в таких случаях над гранитами и граносиенитами пород сиенитовой группы. Однако это различие исчезает в юго-восточных районах Восточно-Саянского интрузивного пояса (зона Главного разлома), где в составе девонских интрузивов (Холдерминского и др.), объединяемых здесь в огнитский комплекс, значительную роль играют сиениты, которые по минеральному составу и химизму (см. табл. 72) аналогичны сиенитам девонских гранит-сиенитовых интрузий области салаирид. Гранит-сиенитовые интрузии этих районов достаточно полно охарактеризованы в работах Н. Г. Лина и Л. Н. Морозова (1963), Л. Н. Морозова (1967), В. Е. Диброва (1964), А. Н. Рассказчикова, П. В. Дубина и других геологов. Они отличаются от существенно граносиенит-гранитных интрузий рассмотренной Агульско-Туманшетской площади лишь большей ролью сиенитов, оказываясь в этом отношении более близкими к гранит-сиенитовым интрузиям восточного обрамления Минусинских впадин.

Таким образом, девонские гранит-сиенитовые интрузии структур протерозойской консолидации Восточного Саяна (поднятие Протеросаяна) хорошо сопоставляются и принципиально сходны с девонскими же интрузиями структур раннекаледонской (салаирской) складчатости. Более подробное их сравнение между собой и с аналогичными интрузиями Кузнецкого Алатау дается в следующей главе.

Глава 5

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДЕВОНСКИХ ГРАНИТ-СИЕНИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ВОПРОСЫ ИХ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ

Приведенная в предыдущих главах характеристика гранит-сиенитовых интрузий Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна свидетельствует о большом их сходстве. В том и другом случае эти интрузии обладают одним комплексом ведущих специфических признаков. Причем принципиальное сходство проявляется не только в интрузиях, но и, как это было показано в первой, вводной главе, в характере девонского вулканизма этих районов в целом, включая эффузивные комплексы. Это объясняется тем, что рассмотренные районы Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна близки в тектоническом отношении. Они относятся к области относительно ранней (байкальской и салаирской) консолидации, примыкающей к Сибирской платформе и существенно отличающейся по геологическому строению и магматизму, включая девонский вулканизм периода среднепалеозойской активизации, от расположенных южнее и западнее районов собственно каледонской складчатости (Западный Саян, Центральная и Западная Тува, Горный Алтай).

В характере среднепалеозойского магматизма структур разновременной консолидации, по-разному удаленных от Сибирской платформы, устанавливаются существенные изменения, основные тенденции которых состоят в следующем. Во-первых, это очевидное повышение роли

продуктов кислого (гранит-липаритового) магматизма в южных, обращенных к Западному Саяну и Горному Алтаю окраинах Южно-Минусинской впадины и Кузнецкого прогиба, а также на расположенной еще южнее территории поздних каледонид Западного Саяна и Тувинского унаследованного прогиба. Во-вторых, это увеличение щелочности среднепалеозойского магматизма, выражающееся в соответствующем согласованном изменении состава эффузивных и сопряженных с ними интрузивных комплексов, по мере приближения к Сибирской платформе и перехода к относительно жестким приплатформенным структурам ранней консолидации. Эти тенденции в латеральной изменчивости среднепалеозойского магматизма, относящиеся в равной степени, как к Кузнецкому Алатау, так и к Восточному Саяну, подробно обсуждены в первой главе и останавливаться на них еще нет необходимости.

Рассмотрим другие, не менее интересные провинциальные различия в характере среднепалеозойского магматизма, вытекающие из сопоставления гранит-сиенитовых интрузий и сопряженных с ними эффузивов западного (кузнецкоалатауского) и восточного (примыкающего к Протеросаяну) обрамлений Минусинских впадин. В данном случае обращает на себя внимание прежде всего то, что среднепалеозойские гранит-сиенитовые интрузии сравниваемых районов резко различаются масштабами проявления. Восточный Саян — провинция несравненно более широкого развития этих интрузий, что легко обнаруживается при взгляде на любую геологическую карту центральной части Алтае-Саянской области. Разница в масштабах проявления гранит-сиенитовых интрузий хорошо видна и на составленной нами схеме размещения девонских вулкано-плутонических комплексов данного региона (см. рис. 1). Эта особенность хорошо согласуется с изменением общего характера девонского вулканизма в восточных, примыкающих к Протеросаяну районах. Ранее, в первой главе работы, обращалось внимание на четко выраженную асимметрию в строении Минусинских межгорных впадин, подчеркнутую различиями в характере проявления девонского вулканизма в западном и восточном их обрамлении. Эти различия состоят в очевидном усилении роли продуктов кислого вулканизма на востоке, в восточно-саянских районах, по сравнению с западными, кузнецкоалатаускими. Особенно возрастает при этом значение гранит-сиенитовых интрузий, что вполне понятно, ибо повышение роли в вулканическом процессе относительно вязких кислых расплавов должно прежде всего сказаться на масштабах плутонического магматизма.

В качественном отношении девонские интрузии обрамляющих Минусинские впадины горных районов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна отличаются друг от друга в меньшей степени. В обоих случаях они представлены существенно сиенитовой (с участием щелочных и нефелиновых разностей пород) и граносиенит-гранитовой группами массивов, а также дайковым комплексом плагиопорфиров. Сиенитовые и граносиенит-гранитовые группы массивов выделяются в значительной степени условно по преобладанию тех или других типов пород. В них имеется общая разновидность пород граносиенитового состава, которая обладает одинаковыми свойствами, но находится в разных количественных соотношениях и в разных сочетаниях с другими породами. Несмотря на условность такой группировки, сопоставление качественных характеристик девонских гранит-сиенитовых интрузий удобнее все же провести на ее основе.

Существенно сиенитовые массивы сравниваемых районов заметно отличаются составом породных ассоциаций. В северо-западном, относящемся к Кузнецкому Алатау обрамлении Минусинских впадин, они сопряжены со щелочными и субщелочными эффузивами трахибазальт-ба-

зальтовой и трахибазальт-андезитовой ассоциаций. Соответственно в их составе, наряду с сиенитами и сиенит-порфирами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, обычно встречаются основные породы щелочного ряда: эссекситы, тералиты, берешиты, тингуаиты, монцониты, габбро-монцониты и др. В Восточном Саяне (восточное обрамление Северо-Минусинской, Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин) сиенитоидные массивы ассоциируют с более сложным комплексом эффузивов, в составе которого, помимо основных и средних пород, включающих разности повышенной щелочности, существенную роль приобретают породы трахит-трахилипарит-липаритового ряда. Сообразно с этим девонские субвулканические интрузии представлены здесь в меньшей степени щелочно-габброидными, с сиенитами и нефелиновыми сиенитами, массивами (черносопкинский комплекс) и в большей — собственно сиенитоидными интрузивами, в которых сиениты, включая щелочные и нефелиновые их разности, сочетаются не со щелочными габброидами, а с породами кислого ряда — нордмаркитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами (столбовский комплекс окрестностей г. Красноярска, лутагский комплекс Беллык-Байтакского района). Во внутренних частях Восточного Саяна, в области поднятия Протеросаяна (Гутаро-Агульский район), где в составе девонских вулканических образований господствуют средние и кислые эффузивы повышенной щелочности (базальт-трахиандезит-трахит-липаритовая ассоциация), сиениты ассоциируют с заметно превосходящими их в количественном отношении граносиенитами и аляскитовыми гранитами. Соответственно этот тип массивов приобретает характер сиенит-гранитовых. В Кузнецком Алатау к этой категории интрузий близки сиенит-гранитовые массивы Батеневского поднятия, где в составе продуктов девонского вулканизма преобладают субщелочные кислые эффузивы (трахилипарит-андезитовая ассоциация).

При сравнении собственно сиенитоидной группы пород обращает на себя внимание то, что в северо-западном обрамлении Северо-Минусинской впадины в ее составе преобладают типичные щелочные породы: щелочные и нефелиновые сиениты, сиенит-уртиты и уртиты. Субщелочные кварцсодержащие сиениты и граносиениты имеют подчиненное значение, причем образуют они чаще всего более поздние небольшие по размерам тела. Сиенитоидные массивы столбовского (шумихинского) и лутагского (сайбарского) комплексов восточного обрамления Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин характеризуются несколько иными составами и соотношениями пород. В них преобладают субщелочные кварцсодержащие микроклин-пертитовые сиениты, близкие по минеральному составу и химизму к нордмаркитам, затем идут граносиениты и граниты повышенной щелочности и, наконец, распространенные более ограниченно бескварцевые щелочные и нефелиновые сиениты. Причем все эти породы совмещены обычно в единых, сравнительно крупных и сложно построенных массивах.

Больших отличий в минеральном составе однотипных пород в том и другом случае нет. В сложении щелочных и нефелиновых сиенитов как в Кузнецком Алатау, так и в Восточном Саяне ведущая роль принадлежит пертитизированным калинатровым полевым шпатам. Темноцветные минералы представлены эгирином, эгирин-авгитом и гастингситом; в восточно-саянских сиенитах нередко встречаются щелочные амфиболы рибекитового и арфведсонитового ряда. В нефелиновых сиенитах соответственно присутствует нефелин, в туимо-карышских сиенитах Батеневского кряжа отмечается гортонолит. Еще меньше различий в составах кислых граносиенит-гранитового ряда пород, присутствующих в данном типе массивов в подчиненных количествах. Эта катего-

рия пород во всем идентична, включая характер химизма, граносиенитам и субщелочным гранитам граносиенит-гранитовых массивов, где им принадлежит главенствующая роль. Соответственно особенности их минерального и химического состава будут рассмотрены ниже при сопоставлении массивов граносиенит-гранитового типа.

Химический состав собственно сиенитовой группы пород девонских интрузий Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна в общем близок. Вместе с тем имеются некоторые петрохимические отличия, хорошо согласующиеся с характером включающих сиениты породных ассоциаций. Приведенные в табл. 74 средние значения содержаний породообразующих окислов и числовых характеристик свидетельствуют о том, что ассоциирующие преимущественно со щелочными габброидами сиениты Кузнецкого Алатау (район Мартайги) явно отличаются от лутагских сиенитов Восточного Саяна (Беллык-Байтакский район), сопряженных с кислыми граносиенитовыми интрузиями, по многим параметрам. Они характеризуются большей щелочностью, при относительно высоком значении калия и явно большими количествами фемических окислов. В то же время в них намного меньше кремнезема; по этому признаку они относятся к категории щелочных пород, резко недосыщенных кремнеземом. Лутагские же сиениты отвечают в целом по химизму стандартным типам щелочных сиенитов, включая кварцсодержащие разности — нордмаркиты.

Таблица 74

Таблица средних химических составов девонских сиенитов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна

Окисел	1	2	3	4
SiO_2	58,02	63,20	62,09	62,78
TiO_2	0,30	0,74	0,56	0,91
Al_2O_3	20,08	16,51	17,14	16,91
Fe_2O_3	5,14	2,47	3,14	2,57
FeO	1,27	3,37	2,12	1,89
MnO	0,12	0,09	0,117	0,265
MgO	0,31	0,92	0,91	1,02
CaO	0,54	1,89	1,51	1,91
Na_2O	6,13	5,79	6,21	5,69
K_2O	5,79	4,55	4,78	5,19
a	22,4	18,0	20,6	19,72
c	0,7	2,0	1,2	1,17
b	9,7	7,3	7,00	7,25
s	67,4	72,7	71,2	71,75
f'	59,0	75,0	68,6	58,18
m'	5,0	21,0	22,5	24,23
n	61,0	71,0	66,2	68,85
Q	—10,9	+7,4	—0,3	+2,41

Примечание. 1 — северные районы Кузнецкого Алатау (Мартайга); 2 — Батеневский кряж; 3 — восточное обрамление Сыдо-Ербинской впадины (Беллык-Байтакский район); 4 — Гутаро-Агульский район (поднятие Протеросаяна). Пояснения, касающиеся исходных данных и способов вычисления средних, даны в табл. 21, 70 и 72.

К восточно-саянским сиенитам лутагского комплекса близки по химизму сиениты Батеневского поднятия, которые, как это уже отмечалось, также ассоциируют преимущественно с граносиенитами и гранитами. Средний (валовой) химический состав их еще более отклоняется от состава типичных щелочных сиенитов в сторону обогащенных кремнеземом разностей (нордмаркитов). Точно такими же свойствами обладают сиениты аналогичных по составу, но значительно больших по размерам массивов Гутаро-Агульского района (поднятие Протерозаяна).

Группа массивов граносиенит-гранитового ряда проявилась в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в общем очень сходно. Однако разница в масштабах их проявления особенно значительна. В Восточном Саяне, и прежде всего в центральной (протерозаянской) его части, интрузии этого типа распространены несравненно шире, чем в западных (кузнецко-алатауских) районах (см. рис. 1). В пределах Кузнецкого Алатау их количество несколько увеличивается лишь в Батеневском

поднятии*. По составу, наборам и соотношениям пород граносиенит-гранитовые интрузии различных районов отличаются друг от друга незначительно, во всяком случае закономерных принципиальных их различий для Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна не устанавливается. И в том, и в другом районе они представлены чаще всего субщелочными аляскитовыми гранитами и граносиенитами, с которыми ассоциируют распространенные более ограниченно идентичные охарактеризованным выше кварцевые сиениты, включая щелочные их разности. В ряде случаев роль сиенитоидов и щелочных пород возрастает и массивы приближаются по характеру к ранее рассмотренной группе собственно сиенитовых интрузий. Такие промежуточные по типу массивы имеются, как это было показано выше, в Батеневском, Кизир-Тубинском (Ирбинском) и Гутаро-Агульском районах.

Минеральные особенности господствующих в этом типе ассоциаций граносиенитов и гранитов в общем устойчивы. Для них характерно широкое развитие разнообразных пертитов и антипертитов, а в относительно небольших приповерхностных телах — однородных калинатровых полевых шпатов; плагиоклазы, имеющие в количественном отношении подчиненное значение, характеризуются в большинстве случаев низкой основностью; темноцветные минералы представлены чаще всего полущелочной роговой обманкой, реже биотитом, рибекитом или эгирином, широко распространены микропегматитовые, графические структуры.

Представленные в табл. 75 и 76 средние значения петрохимических характеристик свидетельствуют об устойчивом характере химизма этих пород. Валовые химические составы граносиенитов разных районов практически не имеют значимых различий. Причем граносиениты граносиенит-гранитных массивов Батеневского поднятия, Ирбинского (Кизир-Тубинского) и Агульского районов оказываются по химизму тождественными, с одной стороны, граносиенитам собственно сиенитовых массивов Мартайги и Беллык-Байтакского района, а с другой — граносиенитам существенно гранитных массивов Амыл-Кандатского прогиба. Средние химические их составы во всех случаях отвечают граносиенитам повышенной щелочности ($a > 16$) с относительно малыми количествами двухвалентных оснований, особенно кальция. Несколько более щелочными являются граносиениты Мартайги, отличающиеся и заметно меньшими содержаниями свободного кремнезема. Наиболее богатыми кремнеземом оказываются граносиениты Батеневского поднятия, Амыл-Кандатского прогиба и Агульского района (поднятие Протеросаяна). Таким образом, в данном случае выдерживается та же закономерность, что и в составах сиенитоидов сравниваемых районов, выраженная, правда, намного слабее.

Породы гранитового состава, доминирующие в существенно гранитоидных массивах Амыл-Кандатского прогиба, присутствуют в подчиненных количествах и в других типах среднепалеозойских интрузивов горного обрамления Минусинских впадин. Причем, как следует из табл. 76, средние химические составы их очень близки. В подавляющем большинстве случаев они соответствуют субщелочным гранитоидам, а иногда (север Кузнецкого Алатау, Батеневский кряж, Ирбинский район) приближаются к щелочным гранитам средних типов пород по Р. Дэли. Обращает на себя внимание очень устойчивая, повторяющаяся во всех рассмотренных нами районах особенность девонских грани-

* Здесь, как и во всех других случаях, в сопоставления не включается восточное обрамление Кузнецкого прогиба, который относится к прогибам унаследованного типа и характеризуется соответственно значительным участием в составе среднепалеозойских вулкано-плутонических ассоциаций кислых эффузивов и гранитовых интрузий.

Таблица 75

Таблица средних химических составов девонских граносиенитов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO_2	68,02	68,55	66,50	68,25	67,65	69,31
TiO_2	0,15	0,40	0,52	0,58	0,53	0,32
Al_2O_3	15,90	14,69	15,81	15,11	15,11	14,81
Fe_2O_3	2,27	1,28	1,86	2,64	2,69	1,62
FeO	1,81	2,25	2,16	1,33	2,19	1,65
MnO	0,07	0,06	0,07	0,08	0,09	0,08
MgO	0,25	0,52	0,98	0,45	0,71	0,89
CaO	0,42	1,18	2,28	1,11	1,35	0,81
Na_2O	5,57	5,06	4,91	5,49	5,44	4,59
K_2O	4,83	4,47	4,12	4,13	3,49	4,83
a	18,9	17,5	16,63	17,6	16,74	16,63
c	0,5	0,9	1,78	0,79	1,39	0,98
b	4,9	4,6	5,98	4,96	6,09	6,33
s	75,7	77,0	75,61	76,42	75,77	75,98
f'	70,0	72,0	62,15	68,18	73,11	49,77
m'	8,0	18,0	27,15	14,74	16,97	25,70
n	66,0	63,0	63,86	66,41	70,24	58,04
Q	+13,1	+18,1	+15,33	+16,09	+18,07	+18,37

Примечание. 1 — Северные районы Кузнецкого Алатау (Мартайга); 2 — Батеневский кряж; 3 — восточное обрамление Сыдо-Ербинской впадины (Беллык-Байтакский район); 4 — восточное обрамление Южно-Минусинской впадины (Ирбинский район); 5 — Амыл-Кандатский прогиб; 6 — Агульский район (поднятие Протеросаяна). Пояснения, касающиеся исходных данных и способов вычисления средних, даны в табл. 21, 70.

тов, заключающаяся в явно заниженных, сравнительно со стандартными типами гранитов, содержаниях MgO и CaO. Эта особенность соответствует лейкократовому характеру девонских гранитов и преимущественно калинатровому составу слагающих их полевых шпатов. Таким образом, повышенная щелочность, относительно низкие содержания двухвалентных оснований (особенно кальция) и вытекающие из этого особенности минерального состава являются общей («сквозной») специфической чертой всех породных групп девонских интрузий (сиенитов, граносиенитов и гранитов). В этом проявляется преемственность их минеральных и петрохимических черт.

Проведенные сопоставления девонских гранит-сиенитовых интрузий различных районов горного обрамления Минусинских впадин позволяют увидеть, несмотря на очевидное их сходство и общность, ряд закономерных, имеющих одинаковую направленность, отличий, которые можно суммировать следующим образом.

1. Общее количество девонских гранит-сиенитовых интрузий резко возрастает в восточных, прилегающих к Протеросаяну районах.

2. Существенно меняются соотношения ведущих породных групп интрузивных ассоциаций. В восточных районах в составе гранит-сиенитовых интрузий усиливается роль кислых пород кварцевых сиенитов, граносиенитов и субщелочных гранитов), которым принадлежит здесь главенствующее значение.

Таблица 76

Таблица средних химических составов девонских гранитов Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна

Окисел	1	2	3	4	5
SiO_2	72,99	73,76	73,67	73,35	74,01
TiO_2	0,24	0,26	0,22	0,25	0,29
Al_2O_3	13,31	12,61	12,81	13,29	12,91
Fe_2O_3	1,09	1,67	1,68	1,11	1,63
FeO	1,82	1,45	1,32	2,12	1,43
MnO	0,05	0,03	0,03	0,067	0,07
MgO	0,32	0,25	0,12	0,27	0,24
CaO	0,64	0,42	0,51	0,80	0,37
Na_2O	4,30	4,58	4,20	4,03	3,80
K_2O	4,35	4,05	4,28	4,09	4,49
a	15,2	15,4	14,75	14,23	14,20
c	0,8	0,4	0,18	0,85	0,35
b	3,9	3,2	4,13	4,52	4,58
s	80,1	81,0	80,69	80,38	80,86
f'	78,0	88,0	66,58	65,87	58,92
m'	12,0	12,0	5,15	11,46	8,21
n	60,0	64,0	58,67	59,90	55,97
Q	+29,0	+30,8	+31,48	+31,44	+33,06

Примечание. 1 — северные районы Кузнецкого Алатау; 2 — Батеневское поднятие; 3 — Кизир-Тубинский (Ирбинский) район; 4 — Амыл-Кандатский прогиб; 5 — Агульский район (поднятие Протеросаяна). Пояснения, касающиеся исходных данных и способов вычисления средних, даны в табл. 21, 70.

3. Соответственно возрастают в однотипных группах пород (сиенитах, граносиенитах и гранитах) средние («валовые») содержания кремнезема. Восточно-саянские сиениты и граносиениты характеризуются в среднем более высокими содержаниями кремнезема, чем кузнецко-алатауские. Та же тенденция устанавливается и для дайкового комплекса плагиопорфиров (см. табл. 35).

4. В пределах Кузнецкого Алатау наиболее близкими к восточно-саянским оказываются девонские гранит-сиенитовые интрузии и дайковые плагиопорфиры Батеневского поднятия, смыкающегося на северо-востоке со структурами Восточного Саяна.

5. Характер девонских интрузий гранитов и сиенитов меняется с изменением общего характера девонского вулканизма в восточных районах, где и в составе эффузивных образований явно возрастает роль кислых лав.

Причины усиления роли кислого магматизма в районах, прилегающих к Протеросаяну, не вполне ясны. Это может быть связано с тем, что восточные районы, представляющие собой сравнительно близкую к платформе область сопряжения байкалид и салаирид Восточного Саяна, характеризуются в общем более зрелой, по сравнению с западными районами корой. Возможно, следует объяснять это и тем, что восточные районы примыкают к особенно крупному поднятию, каковым являлся в палеозойское время Протеросаян. В любом случае следует

предполагать, что характер глубинного строения этой области, теплового и динамического режимов, существовавших в период среднепалеозойской ее активизации, благоприятствовали образованию внутрикоровых анатектических очагов, с которыми связаны извержения кислых лав и формирование гранит-сиенитовых интрузий. Этот процесс несомненно сопряжен с базитовым магматизмом периода девонской активизации, сопровождавшимся поступлениями в верхние горизонты коры значительных объемов базальтовых и андезитовых магм, тепловых потоков и эманаций.

Подобным характером девонского вулканизма и, в частности, гранит-сиенитовых интрузий обладает, как это было показано, Батеневское поднятие, наиболее близкое к салаирским структурам Восточного Саяна по расположению и, по-видимому, глубинному строению. Еще более близок в структурном отношении к рассмотренным районам Восточного Саяна так называемый Восточно-Тувинский пояс, охватывающий область сопряжения восточно-тувинских салаирид с байкалидами Восточно-Тувинского массива. Соответственно эта область характеризуется, как и районы, прилегающие к Протеросаяну, особенно широким развитием девонских гранит-сиенитовых интрузий, в составе которых ведущая роль принадлежит граносиенитам и субщелочным гранитам (см. рис. 1). Таким образом, характер и состав девонских интрузий гранитов и сиенитов явно зависят от тектонической обстановки, в которой они проявляются, и, по-видимому, могут служить существенным подспорьем при расшифровке глубинного строения различных структурных зон центральной части Алтае-Саянской складчатой области.

В заключение остановимся кратко на общем характере и типе рассмотренных гранит-сиенитовых интрузий Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Предпринятые нами сопоставления этих интрузий свидетельствуют о существовании некоторых, хорошо согласующихся со структурной обстановкой, провинциальных их особенностях. Вместе с тем в главном они безусловно едины. Их объединяет принципиальное сходство структурной позиции и положения в истории развития данной части Алтае-Саянской складчатой области, органическая связь с девонским вулканизмом среднепалеозойских межгорных впадин, близость и устойчивость форм проявления, общий характер породных ассоциаций и некоторые специфические черты минерального состава и химизма ведущих породных групп, наконец, подмеченные общие закономерности в латеральной изменчивости. Все это позволяет рассматривать гранит-сиенитовые интрузии Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна как единую формацию среднепалеозойских интрузий гранитов и сиенитов, либо как латеральный ряд формаций посторогенных гранит-сиенитовых интрузий областей активизации. Сюда же, судя по всему, относятся аналогичные интрузии салаирид Восточной Тувы (бреньский комплекс).

Таким образом, на примере районов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна нами рассмотрены достаточно четко типизированные плутонические проявления магматизма среднепалеозойской активизации структур относительно ранней консолидации. Интрузии этой же эпохи, проявившиеся в структурах более поздней, собственно каледонской складчатости, представлены несколько иными существенно гранитоидными типами ассоциаций (джойские граниты Западного Саяна, сютхольский комплекс Центральной и Западной Тувы). Эти интрузии, приближающиеся по своему характеру к гранитоидам окологеосинклинального типа, в настоящей работе не охарактеризованы. Вместе с тем исследование этого типа интрузий, является, на наш взгляд, столь же назревшей задачей.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Алабин Л. В. Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 79).

Александров А. И. Минералогические исследования Ирбинского железорудного месторождения.— «Изв. Томск. индустр. ин-та», 1938, вып. 6.

Алексеева О. П. Девонские отложения Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. XVII. Иркутская область, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Алексеева О. П. Зона палеозойской активизации Саяно-Байкальской складчатой системы — проявление орогенного этапа саяно-байкальских каледонид.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. IV. М., «Наука», 1970.

Анатольева А. И. Сравнительная характеристика девонских отложений Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1964.

Антонов П. С. Послекаледонская гранитоидная вулкано-плутоническая формация Западного Саяна.— В кн.: Материалы геологической конференции. Красноярск, 1966,

Баженов И. К. Нефелиновые породы восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн: Вопросы геологии Сибири. Т. I. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1945.

Баженов И. К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау.— «Матер. по геологии Зап. Сибири». М., Госгеолтехиздат, 1963, вып. 64.

Балицкий Д. К., Лучицкий И. В., Сакович Т. Н. Кузнецкий прогиб и восточная часть Колывань-Томской складчатой системы.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и востока Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.

Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.

Берзин Н. А., Клитин К. А. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды.— «Геол. и геофиз», 1961, № 7.

Богацкий В. В. Геологические особенности южно-сибирских магнетитовых месторождений гидросиликатного типа.— «Разведка и охрана недр», 1957, № 9.

Бородаевская М. Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении развития тектоно-магматического цикла.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Бородаевская М. Б., Апельцин Ф. Р. К вопросу о природе и систематике малых интрузий.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

Боуэн Н. Л. и Таттл О. Ф. Система $NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$ — H_2O.— В кн.: Полевые шпаты. ИЛ, 1952.

Бровков Г. Н., Бучарская Г. С., Могилев А. Е., Забияка И. Д. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. М., «Наука», 1967.

Булынников А. Я. Малые интрузии и дайковые породы Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа и связанное с ними оруденение. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960. (Тр. II петр. совещ.).

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Мусатов Д. И., Стрижов В. П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., «Наука», 1966.

Вологдин А. Г. Геологические исследования 1924 года в районе г. Сайбар и Больше-Телекского Байтака.— «Изв. геол. ком.», 1925 (1926), т. 44, № 6.

Вологдин А. Г. Тувино-Сисимский район, Минусинско-Хакасский край (отчет о геологических исследованиях 1924—1928 годов).— «Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объединения НКТП СССР», 1932, вып. 198.

Вольфсон Ф. И. К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород.— «Сб. научн. тр. Моск. ин-та цветных металлов и золота им. Калинина», 1955, № 25.

Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Недра», 1964.

Гавриченков В. М., Гончаров Ю. И., Карпов Г. П., Косоруков А. П., Яконюк Л. В. О фациальной изменчивости девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба.— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

Гендлер В. Е. О классификации гранитоидов.— «Сов. геология», 1956, сб. 51.

Гинзбург И. В., Ефремова С. В., Воловикова И. М., Елисеева О. П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана).— «Сов. геология», 1962, № 3.

Гольд Р. М., Григорьев Н. К. О возрасте свинцовой минерализации восточного склона Кузнецкого Алатау.— «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1969, т. 165.

Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969.

Гордиенко И. В., Шмотов А. П. Петрографическая характеристика девонского вулкано-плутонического комплекса пород восточной части Окинского хребта (Восточный Саян).— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 3. М., «Наука», 1965.

Горелов Г. Ф., Надлер Ю. С. О возрасте чебулинского интрузивного комплекса на севере Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчастой области, 1968. (Тр. СНИИГГИМСа, вып. 70).

Даценко В. М. Палеозойская активизация области сопряжения Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (на примере Западного Присаянья).— «Геотектоника», 1970, № 6.

Даценко В. М., Бондарева Д. М. Об эволюции вулканизма областей автономной активизации (Присаянье и Енисейский кряж).— В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970.

Денисов Ю. П., Денисова М. В. Отношение золотого оруденения к дайкам на Комсомольском месторождении (Мариинская Тайга).— В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.

Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1968.

Довгаль В. Н. Основные особенности состава среднепалеозойских вулкано-плутонических формаций Кузнецкого Алатау в связи с их тектоническим положением.— «Сов. геология», 1969, № 11.

Довгаль В. Н. Массивы щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970. (Тр. ИГИГ СО АН СССР, вып. 179).

Довгаль В. Н., Широких В. А. Некоторые данные о содержании элементов-примесей в массивах среднепалеозойских субвулканических гранитов, граносиенитов и сиенитов Кузнецкого Алатау.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 10.

Довгаль В. Н., Широких В. А., Алабин Л. В. Новые данные о составе и возрасте раннепалеозойского габбро-сиенитового комплекса окрестностей Берикуля.— В кн.: Петрология ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1971.

Дымкин А. М., Шарапов В. Н. Дайковые комплексы Тельбесского района Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 12.

Ефремова С. В. Критерии связи даек с эффузивами или интрузивными комплексами.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

Ефремова С. В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. М., «Наука», 1970.

Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— «Докл. АН СССР», 1957, т. 117, № 4.

Злобин В. А. Особенности проявления процесса покраснения пород на гидротермальных урановых месторождениях и его значение для концентрации урана.— В кн.: Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970.

Зоненшайн Л. П. Возраст и форма гранитоидных интрузий бассейна среднего течения р. Агул (Восточный Саян). М., Госгеолтехиздат, 1956.

Иванова Т. Н., Шенкман Я. Д. Девонские интрузии.— В кн.: Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР, ч. I. М., «Недра», 1966.

Ивашкина Р. Н. Нефелиновые породы массива Кургусуль-Лиственный. М., Госгеолтехиздат, 1963. (Матер. по геол. Западной Сибири, вып. 64).

Изох Э. П. Послегранитовые дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению.— «Сов. геология», 1958, № 10.
Кен А. Н. О девонском магматизме Тувы и Западного Саяна.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 53.
Клюшкина А. В., Прусевич А. М., Скобелев Ю. Д. Кия-Шалтырский массив щелочных габброидов. М., Госгеолтехиздат, 1963. (Матер. по геол. Западной Сибири, вып. 64).
Корель В. Г., Кузнецова В. Н. Петрографический очерк Ольгинско-Ампалыкского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау).— Геол. и геофиз., 1961, № 2.
Коробейников А. Ф. Влияние трещиноватости на характер размещения дайковых и послемагматических образований в районе Коммунаровского золоторудного узла (Хакасия).— «Изв. ТПИ», 1964, т. 127, вып. I.
Коробейников А. Ф. Послемагматические изменения пород дайкового комплекса Коммунарского золоторудного поля (Хакасия).— «Изв. ТПИ», 1965, т. 136.
Коробейников А. Ф., Осипов Л. Г., Чинаков И. Г. О дайковом комплексе Коммунаровского рудного поля (Хакасия).— «Изв. ТПИ», 1969. т. 165.
Кортусов М. П., Кузоватов Н. И., Дехтярева Л. В. Щелочные интрузивные породы района рудника Ударного. М., Госгеолтехиздат, 1963. (Матер. по геол. Западной Сибири, вып. 64).
Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской Тайги. Т. I. Томск, Изд. ТГУ, 1967.
Костюк В. П., Гулецкая Э. С. К минералогии массива Сайбар (Восточный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1967, № 7.
Краснов В. И., Ратанов Л. С., Некоторые данные о расчленении девонского осадочно-вулканогенного комплекса в восточных районах Саяно-Алтайской области.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1968.
Кривенко А. П. Особенности строения и некоторые вопросы петрогенезиса габбросиенитового плутона г. Большой Таскыл.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1970. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 179).
Крыленко Л. И. Тувинский прогиб. Состав продуктов девонской вулканической деятельности.— В кн.: Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.
Крюков В. Г., Мустафин В. З., Лыхина Н. С. История формирования Талановского грабена (северные отроги Кузнецкого Алатау).— «Изв. ТПИ», 1969, т. 166.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска.— «Изв. Зап. Сиб. геол.-разв. треста», 1932, т. 12, вып. 2.
Кузнецов Ю. А. Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае.— «Вестник Зап.-Сиб. геол. развед. треста», 1933, вып. 4.
Кузнецов Ю. А. Железооруденение и генетические типы интрузий.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 2.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 10.
Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971.
Кузоватов Н. И. Материалы по петрографии интрузивных образований района горы Большой Таскыл (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, Изд. ТГУ, 1964.
Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР.— «В кн.: Петрография СССР. Серия 2, вып. 3. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Лазаренков В. Г. О влиянии ассимиляции основных эффузивных пород на ход кристаллизации нордмаркитов.— «Зап. Ленинград. горного ин-та», 1962, т. 43, вып. 2.
Лазаренков В. Г. О зональных калинатровых полевых шпатах из нордмаркитов северо-восточной части Минусинской котловины.— «Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, 2-я серия», 1964, ч. 93, вып. 4.
Лин Н. Г., Морозов Н. Л. Щелочные гранитоиды центральной части Восточного Саяна. III петрографическое совещание.— В кн.: Тезисы докладов по проблеме «Генезис щелочных пород». Новосибирск, 1963.
Лувсан-Данзан Б. Рои даек в Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии МНР. М., «Недра», 1966.
Лучицкий И. В. Нефелиновые руды щелочные и нефелинсодержащие породы юга Красноярского края.— В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края (железо, уголь, нефелиновые породы). М., Изд-во АН СССР, 1959.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау.— В кн.: Геологическое строение и петрография нефелиновых пород Кузнецкого Алатау. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения.— «Мин. сборн. Львовск. геол. об-ва», 1952, № 6.

Сотников В. И., Берзина А. П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении.—«Геол. и геофиз.», 1966, № 9.

Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна.— «Сов. геология», 1960, № 6.

Туровский С. Д. Возрастное соотношение даек изверженных пород и постмагматического оруденения на месторождениях Северной Киргизии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 6.

Фаворская М. А. О проблеме генезиса даек и их взаимоотношения с оруденением.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957а, № 1.

Фаворская М. А. О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в Южном Приморье.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957б, № 1.

Федоров Э. Е. К вопросу о сиенитовой интрузии Тубино-Сыдинского района (Красноярский край).— «Матер. ЦНИГРИ. Общая серия», 1948, сб. 8.

Халфин С. Л. Геология и петрография массива кварцевых щелочных сиенитов на водоразделе рек Туима и Карыша (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Монич В. К. Геологический очерк Берикульского золотопромышленного района.— «Тр. треста Золоторазведка и ин-та НИГРИЗолото», ОНТИ, НКТП, СССР, 1937, вып. 7.

Морозов Л. Н. Петрология и геохимия щелочных гранитоидов Холдерминского массива (Восточный Саян). Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963а.

Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма и тектоники.— «Тр. Лабор. палеовулканологии», 1963б, вып. 2.

Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— «Матер. по геол. Красноярского края». Красноярск, 1961, вып. I.

Никитин Д. В. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Кузнецкого Алатау.— «Тр. ЦНИГРИ», 1940, вып. 124.

Никульченко В. Г. Новые данные по геологическому строению бассейнов рек Агул и Туманшет.— «Матер. по геологии Красноярского края». Красноярск, 1961, вып. I.

Павлов Ю. А. и Парфенов Л. М. Магнитное поле Восточного Саяна и его связь с геологической структурой.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 2.

Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.

Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения.— «Сов. геология», 1961, № 7.

Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных горных пород. Ч. 2. Т. I. Изверженные горные породы. М., «Недра», 1966.

Поляков Г. В. Новые данные по стратиграфии правобережья р. Тубы (Восточный Саян).— «Изв. ТПИ», 1958а, т. 90.

Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.— «Изв. ТПИ», 1958б, т. 90.

Поляков Г. В. Явления метаморфизма на контактах Ирбинского массива (Восточный Саян).— «Уч. зап. Томск. гос. ун-та», 1958в, вып. 32.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971.

Поляков Г. В., Телешев А. Е. Магматические комплексы района Тейской группы железорудных месторождений (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960.

Рассказчиков А. Н. К вопросу о возрасте вулканогенной толщи западной части Восточного Саяна.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири». Иркутск, 1957, вып. 1.

Ратанов Л. С. Некоторые особенности девонского вулканизма Минусинского межгорного прогиба.— «Матер. по региональной геологии Сибири». Новосибирск, 1967, вып. 5.

Рик Л. П. Огнитский интрузивный комплекс.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Иркутской области». Иркутск, 1961, вып. I (28).

Саранчина Г. М. Щелочные породы массива Сайбар (Западная Сибирь, Красноярский край).— «Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та. Серия геол.-почв. наук», 1940, № 45, вып. 8.

Сергеева Е. С., Богнибов В. И., Халфин С. Л. О возрасте когтахского габбро-сиенитового комплекса.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 2.

Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— В кн.: Геология и петрология докембрия. М., «Наука», 1962.
Лучицкий И. В., Анатольева А. И., Крыленко Л. И. и др. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана. Новосибирск, «Наука», 1966.
Макаров С. И. Маршрут в район горы Черная Сопка. Путеводитель экскурсии III Всесоюзного петрографического совещания. Новосибирск, 1963.
Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Мелещенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1956, № 3.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ, 1963.
Митропольский А. С., Осипов Д. К., Журавлев Р. С., Чернов В. Г., Мельгунов С. В., Ковалев В. П. Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— «Тр. Ин-та геол. и геофиз.» М., 1972, вып. 142.
Михалев В. Г. Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 5.
комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
Хильтова В. Я., Крылов И. Н. Докембрий центральной части Восточного Саяна.— В кн.: Докембрий Восточного Саяна. М., «Наука», 1964.
Царев Д. И. Вулканические породы района Боградского моста (Батеневский кряж).— «Изв. ТПИ», 1967, т. 167.
Чейз Ф. Количественно-минералогический анализ шлифов под микроскопом. Опыт элементарной статистической оценки. М., ИЛ., 1963.
Чураков А. Н. Кузнецкий Алатау, истории его геологического развития и его геохимические эпохи.— «Очерки по геологии Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1932, вып. 3.
Шелковников А. Д. О комагматичности некоторых интрузивных и эффузивных комплексов северо-западной части Восточного Саяна.— «Матер. по геологии Красноярского края, 1962, вып. 3.
Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965.
Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение.— В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.
Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия нижне-среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Красноярского края». Красноярск, 1962, вып. 3.
Эдельштейн Я. С. О новой области развития щелочных (нефелин-эгириновых) пород в Южной Сибири.— «Геологический вестник», 1930, т. 7, № 1—3.
Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1932.
Boone G. M. Origin of clouded red feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion.— "Amer. J. Sci.", 1969, v. 267, N 6.
Coombs D. S. Ferriferous orthoclase from Madagascar.— "Mineralog.", 1954, v. 30.
Ernst W. J. Diabase — granophire relations in the Endion sill, Duluth, Minnesota.— "J. Petrology", 1960, v. 1.
Neumann H. and Christie O. H. J. Observations on plagioclase aventurines from southern Norwey.— "Norsk. geol. tidsskr.", 1962, v. 42.
Tuttle O. F. Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic.— "J. Geology", 1952, v. 60, N 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава 1. **Сравнительный анализ девонских вулкано-плутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области (Г. В. Поляков, В. Н. Довгаль, А. Е. Телешев)** 7

Глава 2. **Массивы среднепалеозойских гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау (В. Н. Довгаль)** 36

Массивы биотитовых гранитов юго-восточной части Кузнецкого прогиба 38

Гранит-сиенитовые массивы северо-западной части Кузнецкого Алатау 44

Массивы биотит-роговообманковых и биотитовых гранитов Чебулинского района 45

Массивы нефелиновых, либенритовых и щелочных сиенитов центральной части Мариинской Тайги . 51

Сиенит-граносиенитовые массивы Батеневского поднятия 59

Общие сопоставления 79

Глава 3. **Раннедевонский дайковый комплекс плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау (В. И. Богнибов)** 85

Геологическая позиция комплекса плагиопорфиров 87

Геология и петрография плагиопорфиров . . 95

Петрохимические особенности дайкового комплекса плагиопорфиров 137

Выводы 145

Глава 4. **Массивы среднепалеозойских гранитов и сиенитов Восточного Саяна** 148

Интрузии гранитов и сиенитов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин (Г. С. Федосеев, Г. В. Поляков) 148

Массивы известково-щелочных гранитов и сиенитов 150

Щелочно-сиенитовые массивы 172

Сравнительная характеристика массивов 202

Сиенит-гранитовые интрузии Гутаро-Агульского района (А. Е. Телешев) 208

Глава 5. **Сравнительный анализ девонских гранит-сиенитовых интрузий Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна и вопросы их формационной принадлежности (Г. В. Поляков)** 229

Литература 237

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. **Comparative analysis of the Devonian volcanic-plutonic assotiations of the central part of Altai — Sayan folded region** (G. V. Poljakov, V. N. Dovgal, A. E. Teleshev) . 7

Chapter 2. **Massives of the Middle Paleozoic granites and syenites of the Kuznetsk Alatau** (V. N. Dovgal) 36

Massives of biotitic granites of the southeast Kuznetsk Alatau 38

Granitic-syenitic massives of the northwest Kuznetsk Alatau 44

Massives of biotitic — Hornblendic and biotitic granites of Chebula district . . . . . .

Massives of the nephelinic, libneritic and alkali syenites of the central Mariinsk taiga 51

Syenitic — granosyenitic massives of the Batenjevsk Rise 59

Ceneral comparisons 79

Chapter 3. **Early Devonian dike complex of the plagioporfires of the east ernslope of the Kuznetsk Alatau** (V. I. Bognibov) 85

Chapter 4. **Massives of the Middle — Paleozoic granites and syenites of the East Sayan** Intrusions of granites and synites of the eastern framing of sydaerba and S south Minusa depressions (G. S. Fedoseyev, G. V. Poljakow) . .

massives of cals-alkali granites and syenites . . 150

Alkali-syenitic massives 172

Comparative characteristic of the massives . . . 202

Granosyenitic-granitic intrusions of Gutara-Agul district (A. E. Teleshev) 208

Chapter 5. **General comparative analysis of the Devonian granitic-syenitic intrusions of the Kuznetsk Alatau and of the north-west part of the East Sayan and problems of their associations belonging (G. V. Poljakov)** 229

References 237

Василий Иванович Богнибов, Владимир Николаевич Довгаль,
Глеб Владимирович Поляков, Александр Егорович Телешев,
Гелий Сергеевич Федосеев

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Ответственный редактор *Юрий Алексеевич Кузнецов*

Редактор *Г. А. Есева*
Художественный редактор *Э. С. Филоньчева*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Л. В. Семкова*
Корректоры *В. В. Бухалова, М. П. Фомина*

Сдано в набор 17 декабря 1973 г. Подписано в печать 28 июня 1974 г. МН 00558. Формат 70×108 1/16.
Бумага типографская № 2. 13,25 печ. л., 21,4 усл. печ. л., 21 уч.-изд. л. Тираж 700 экз. Заказ 249.
Цена 2 р. 10 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099. Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.