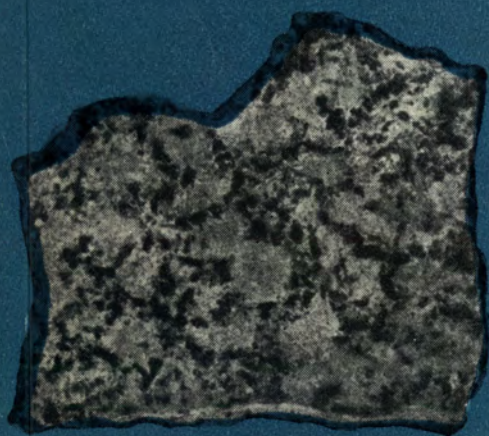


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Т. В. МОЛЧАНОВА

**СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ,  
ПЕТРОЛОГИЯ  
И ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
КАЛИЕВЫХ ОСНОВНЫХ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

T. V. MOLCHANOVA

STRUCTURAL POSITION,  
PETROLOGY  
AND ORIGIN OF BASIC  
POTASSIUM  
ALKALINE ROCKS

(On the example of Median Tien-Shan and Aldan)

*Transactions, vol. 159*

Т. В. М О Л Ч А Н О В А

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ,  
ПЕТРОЛОГИЯ  
И ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
КАЛИЕВЫХ ОСНОВНЫХ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

(На примере Срединного Тянь-Шаня и Алдана)

*Труды, вып. 159*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор), *К. И. Кузнецова*,  
*В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*Н. Г. Маркова*

---

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. Peive* (Editor in chief), *K. I. Kuznetsova*,  
*V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

*N. G. Marcova*

## ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы основного состава, как известно, широко распространены в пределах древних платформ и составляют одну из специфических особенностей проявления платформенного магматизма. Такие щелочные породы представляют собой продукты дифференциации основной или ультраосновной магмы и обычно обогащены натрием.

В геосинклинальных складчатых областях, по сравнению с платформенными, основные щелочные породы встречаются значительно реже и имеют существенно калиевый состав. Такая закономерность установлена главным образом на примере альпийских складчатых структур Кавказа и Италии. Вопрос о том, какая магма, кислая или основная, является родоначальной для калиевых основных щелочных пород складчатых областей, до настоящего времени остается спорным. Одни исследователи считают родоначальной базальтовую и трахибазальтовую магму, а другие — гранитную магму. Решение этого вопроса, помимо теоретического, имеет также несомненное практическое значение, поскольку с магмами различного состава связаны различные полезные ископаемые.

Представляется интересным и целесообразным продвинуть решение этого вопроса. Предлагаемая работа является результатом такой попытки, проведенной на примере изучения щелочных пород палеозойской складчатой системы Срединного Тянь-Шаня.

Исследования автора были начаты в 1955—1956 гг. в юго-восточном Казахстане, где Южно-Казахстанская экспедиция НИСа Московского геологоразведочного института и Казахского геологического управления вела геологические работы, в том числе и геологическую съемку. В районе западных отрогов Таласского Алатау, где автор проводил съемку, расположена впадина, выполненная пермскими щелочными эффузивами, и несколько мелких штоков щелочных габброидов, наиболее крупным из которых является массив Ирису. На изучение этих магматических пород было обращено особое внимание. Собранный достаточно детальный материал по щелочным породам, а также данные стратиграфических, литологических и других исследований, проводившихся экспедицией, привели к предположению, что эти щелочные породы являются производными гранитной магмы. Для более определенного решения этого вопроса полученных данных, на том уровне исследований, оказалось недостаточно.

Позднее, участвуя в работе по составлению тектонической карты Евразии, автор занимался вопросами проявлений магматической деятельности в различных структурных условиях и разработкой обозначений для изображения магматических пород, размещающихся в этих структурах. Подойдя вновь к вопросу генезиса щелочных пород с этой точки зрения, автор убедился, что при его решении нельзя ограничиваться выяснением петрологических процессов, но необходимо учитывать также и геологические условия, при которых они протекают.

В предлагаемой работе рассмотрено место основных щелочных пород Срединного Тянь-Шаня в общем ходе развития складчатой области. Установлено, что на территории всего Тянь-Шаня в верхнем палеозое совершенно не проявлялся основной магматизм, но широкое развитие получил магматизм гранитного ряда в его интрузивном и эффузивном проявлении. При этом выяснился интересный факт, что щелочные породы эффузивного и интрузивного происхождения приурочены к областям распространения мощных карбонатных толщ девона и карбона, слагающих относительно опущенные участки. Напротив, в участках относительно поднятых, сложенных преимущественно нижнепалеозойскими терригенными толщами, щелочные породы основного состава отсутствуют и все верхнепалеозойские магматические породы имеют кислый состав.

Значительная часть работы посвящена детальному описанию петрографического материала, на основании которого выявлен ход процесса взаимодействия гранитной магмы с карбонатными породами. Имевшийся у автора материал привел его к выводу о связи калиевых щелочных пород основного состава в складчатой области с родоначальной гранитной магмой. Полученный вывод нуждался в проверке на других районах; особенно интересно было проверить его на районе, геологическая история которого существенно отличается от истории Тянь-Шаня, но щелочные породы также имеют калиевый состав. В качестве такого примера был выбран Центрально-Алданский район, расположенный на юге Сибирской платформы, где в мезозое широкое развитие получил гранитный магматизм. Наличие калиевых щелочных пород и широкое проявление молодого гранитного магматизма на южной окраине Сибирской платформы существенно отличают ее от других древних платформ, которым свойственны щелочные породы преимущественно натрового состава.

В 1961 и 1962 гг. в пределах Центрально-Алданского района и в Становом хребте автором были проведены специальные полевые исследования с целью изучения состава мезозойских гранитных и щелочных масивов и их контактовых взаимоотношений с вмещающими породами. В результате обработки собранных материалов и переоценки, на основе полученных данных, проведенных здесь ранее исследований был сделан вывод о большом сходстве петрологических процессов, протекавших в столь различных историко-геологических условиях, какие существовали в верхнем палеозое в герцинской складчатой области Срединного Тянь-Шаня и в мезозое в южной части древней Сибирской платформы.

Общим для этих различных структурных областей является сочетание таких существенных признаков, как развитие крупных разломов, поднятие с глубины по этим разломам гранитной магмы и присутствие толщи карбонатного (доломитового) состава, в которую она поступала. Сочетание перечисленных признаков послужило причиной возникновения однотипного комплекса щелочных пород в том и другом случае.

Настоящая работа проводилась в отделе региональной тектоники Геологического института Академии наук СССР в течение 1962—1964 гг. Пользуясь случаем, автор выражает свою глубокую признательность товарищам по отделу за помощь и ценные советы. Особенно хочется принести благодарность Н. Г. Марковой, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пуцаровскому и Р. М. Яшиной.



# ГЛАВА I

## К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

### ОБЩИЕ ГИПОТЕЗЫ

Вопросу происхождения щелочных пород посвящено большое количество работ и гипотез, нередко достаточно противоречивых. Еще в начале столетия Р. А. Дели (Daly, 1910, 1918, 1936) выдвинул гипотезу ассимиляционного происхождения щелочных пород, согласно которой щелочно-земельная магла (состава от базальта до гранита) десилицируется путем ассимиляции  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  из карбонатных пород. Основания для выдвижения своей гипотезы Р. Дели видел в тесной ассоциации щелочных и карбонатных пород, в малых объемах щелочных пород относительно щелочноземельных, близости щелочных пород с крупными массивами гранитов и богатстве щелочных пород как  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ , так и летучими компонентами. Гипотеза Дели встретила большое количество возражений, которые основывались, с одной стороны, на наличии щелочных пород в районах, где отсутствуют карбонатные осадки, и, с другой — на появлении гранитоидных массивов, непосредственно контактирующих с известняками без образования щелочных разновидностей. У гипотезы Дели имелось и значительное число сторонников; одним из наиболее горячих являлся С. Шенд (Shand, 1930, 1945); в той или иной степени ее поддерживал и ряд советских петрографов (Заварицкий, 1937; Куплетский, 1936, и другие).

Второй и более популярной была гипотеза Н. Боуэна, основанная на ряде экспериментальных исследований трехкомпонентной системы  $\text{KAlSiO}_4\text{—NaAlSiO}_4\text{—SiO}_2$ , проведенных Боуэном, Мореом и Шерером (Боуэн, 1934; Шерер и Боуэн, 1950; Bowen a. Schairer, 1938; Bowen, 1945). Их исследования показали, что плавление ортоклаза происходит инконгруэнтно, а в качестве промежуточного продукта образуются кристаллы лейцита, которые затем реакционно замещаются двумя одновременно выделяющимися фазами — нефелином и ортоклазом. Эта реакция (широко известная как «псевдолейцитовая реакция», а выделения ортоклаза и нефелина — как «псевдолейцит») была положена Боуэном в основу его гипотезы генезиса щелочных пород. По мнению Н. Боуэна, фракционирование из базальтовой магмы образовавшихся кристаллов лейцита дает начало существованию магмы, богатой фельдшпатидами. Боуэновская гипотеза дифференциации базальтовой магмы, подкрепленная экспериментальными данными, получила широкое признание и нередко до сих пор привлекается для объяснения происхождения щелочных пород.

Тем не менее некоторые исследователи, как, например, Ю. А. Билибин (1937, 1940), высказывали серьезные критические замечания, главным образом относительно трактовки экспериментальных данных. Ю. А. Билибин считал, что образование псевдолейцита не может происходить путем реакционного замещения, поскольку в псевдолейцитах отсутствуют структуры замещения и реликты лейцита. По его мнению, кристаллы лейцита при определенных температурных условиях оказываются неустойчивыми и распадаются на ортоклаз и нефелин. В целом гипотеза

Ю. А. Билибина относительно генезиса щелочных пород достаточно близка гипотезе Н. Боуэна, хотя он не придает такого большого значения кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы. Ю. А. Билибин в своей гипотезе предлагал различать два этапа развития магматического очага. В первый, восходящий этап под воздействием тех или иных причин происходит плавление субстрата, при котором возможен перегрев магматического расплава. В этот этап имеет место диссоциация сложных молекул силикатов и перемещение их с различной скоростью, что приводит к магматической дифференциации расплава и обособлению различных базальтовых магм. Во второй, нисходящий этап развития магматического очага идет кристаллизация расплава, сопровождающаяся кристаллизационной дифференциацией каждой из обособившихся магм. Таким путем, по мнению Ю. А. Билибина, получается все то разнообразие щелочных пород, какое имеется в природе.

Более поздние исследования состояний в алюмосиликатных системах под высоким давлением водяного пара, проведенные Таттлом и Боуэном (Tuttle and Bowen, 1960), показали, что поле лейцита, такое обширное в сухой системе  $KAlSiO_4-NaAlSiO_4-SiO_2$ , при давлении водяных паров в 2500 атмосфер полностью исчезает, а ортоклаз плавится конгруэнтно. Кроме того, экспериментально установлена возможность образования агрегатов ортоклаза и нефелина, подобных псевдолейциту, как продуктов изменения К-содержащего анальцима (Fudali, 1957). Эти экспериментальные данные не только подвергли сомнению универсальность гипотезы Боуэна о «псевдолейцитовых реакциях», но и заставили исследователей задуматься над таким вопросом, как существование мнимых псевдолейцитов, в процессе образования которых лейцит не участвовал. Иными словами, Н. Боуэном было переоценено значение инконгруэнтного плавления ортоклаза для образования остаточного расплава, богатого щелочами, давшего, по его мнению, магмы щелочного состава. Кроме того, на диаграмме тройной системы при высоком давлении водяных паров устанавливается термальный барьер («горб»), отделяющий область существования кислых щелочных расплавов от расплавов, недосыщенных  $SiO_2$ , и мешающий переходу гранита в фоййит путем кристаллизационной дифференциации. Таким образом, полученные из этих экспериментов выводы ограничивают возможность объяснения генезиса всех щелочных пород только за счет кристаллизационной дифференциации.

Третьей группой гипотез относительно происхождения щелочных пород являются гипотезы, в основу которых положен газовый перенос отдельных компонентов магмы. Эти гипотезы, выдвигаемые различными авторами — Гиллсоном, Гарансоном, Линдгреном, Смитом, Термье и другими (Gillson, 1928; Goranson, 1938; Lindgren, 1933; Smyth, 1927; Termier, 1910), — основываются на том, что ювенильные газы или летучие компоненты способны соединяться с щелочными металлами. Такие подвижные соединения, по мнению одних авторов, стремятся скопиться в виде обособленных фракций, а по мнению других — просачиваются в верхние горизонты сквозь жидкую магму («колонны фильтрации» — Термье).

Из всех приведенных гипотез наиболее геологичной являлась ассимиляционная гипотеза Дели, тогда как другие, особенно гипотеза Боуэна, имели чисто экспериментальный лабораторный характер, и ни одна из этих гипотез не рассматривала тектонических условий формирования щелочных пород. В этом отношении интересны гипотезы Харкера (Harker, 1896), Ниггли (Niggli, 1919) и Смита (Smyth, 1927), поднимавшие вопрос о преимущественной приуроченности щелочных пород к относительно тектонически спокойным участкам — платформам или к области сочленения платформ и складчатых зон — к области форланда (Харкер).

До недавнего времени почти каждая из разнообразных гипотез о происхождении щелочных пород, выдвигаемая как иностранными, так и



советскими авторами, претендовала на универсальность в объяснении всего разнообразия щелочных пород. Однако в последние годы, в связи с интенсивным изучением щелочных комплексов, появился огромный новый фактический материал, показывающий, что щелочные породы являются гетерогенными и могут быть производными различных магм (Воробьева, 1960; Апелъцин, Нечаева, Шейнманн, 1961; Tilley, 1958 и др.). Кроме того, установлено, что многие щелочные породы кристаллизуются из магматического расплава, но нередко весьма существенную роль в их генезисе играют процессы метасоматического замещения (Андреева, 1962; Бородин, 1958, 1961, 1963; Бутакова, 1959; Кононова, 1958; Царовский, 1958, 1960; Eckermann, 1950, 1961 и др.). При рассмотрении генезиса щелочных пород реакциям взаимодействия магмы с вмещающими карбонатными толщами или с магматическими породами основного и ультраосновного состава обычно отводится незначительная роль, хотя в последние годы на значение этих реакций все больше обращается внимания (Богомол, 1963, 1964; Ляшкевич, 1959а, б; Омеляненко, 1959, 1960; Яшина, 1962, 1963, 1964; Holmes, 1942, 1945; Tilley, 1947, 1949, 1951, 1952, 1958 и др.).

Генетическая связь щелочных пород с магмами различного состава, по мнению ряда авторов, обуславливается спецификой тектонических условий их формирования. В интересной сводке по щелочным породам СССР, которая опубликована О. А. Воробьевой (1960) и в которой рассматриваются различные провинции щелочных пород, дается краткая характеристика щелочных формаций, подразделенных на две главные группы: 1) формации, связанные с глубинной дифференциацией ультраосновной и основной магмы в условиях относительного тектонического покоя, и 2) формации, образующиеся в связи с увеличением щелочности при эволюции гранитных очагов в областях складчатости.

Тилли в своей работе 1958 г. (Tilley, 1958) отводит специальный раздел рассмотрению фактора тектонического контроля в ходе магматических процессов. Он возражает Смит, считавшему, что летучие компоненты могут отделять щелочные фракции в щелочноземельной магме в условиях радиальных движений земной коры. По мнению Тилли, для дифференциации важен не характер движений, а наличие стабильного состояния, которое устанавливается в земной коре в периоды консолидации платформ; радиальные движения, в виде глубинных разломов, лишь позволяют дифференцированной магме проникать в верхние горизонты.

В еще большей мере вопросам тектонических условий формирования различных типов щелочных пород посвящены работы Ю. М. Шейнманна (1955, 1957, 1958а, 1958б, 1959, 1960), а также работа Ф. Е. Апелъцина, Е. А. Нечаевой и Ю. М. Шейнманна (1961). Эти авторы подчеркивают, что нет оснований допускать существование особой первичной щелочной магмы, которая, развиваясь и дифференцируясь, дает все разнообразие щелочных пород. Щелочные породы генетически связаны с породами нормального ряда и являются производными гранитной, базальтовой или ультраосновной магмы; при этом авторы отвергают сколько-нибудь существенную роль в образовании щелочных пород гибридной магмы, возникающей, например, благодаря ассимиляции известняков. Ф. Е. Апелъцин, Е. А. Нечаева и Ю. М. Шейнманн возражают также и против возможности метасоматического происхождения щелочных пород на том основании, что имеющие широкое распространение щелочные эффузивы безусловно образуются из магматического расплава. Они считают, что все разнообразие щелочных пород обусловлено исключительно только процессами дифференциации магм различного состава и, в соответствии с предложенным Ю. А. Кузнецовым (1960, 1963) определением магматической формации, выделяют три щелочные формации: ультраосновную, габброидную и гранитоидную.

Процесс дифференциации более полно может проходить в условиях относительного тектонического покоя, поскольку постоянные движения как бы перемешивают магматический расплав. Ф. Е. Апелцин и другие авторы рассматриваемой работы устанавливают строгую приуроченность щелочных пород, связанных с ультраосновной магмой, к тектонически спокойным областям — платформам, где подводящие магму каналы представлены глубокими расколами, определяющими не только пути ее выхода на поверхность, но и само магнеобразование.

Согласно гипотезе Ю. А. Билибина, все породы базальтового состава являются производными первичной трахибазальтовой магмы, от которой обособляются базальтовые магмы различного состава. Ф. Е. Апелцин и др. предлагают соответственно подразделять габброидную формацию щелочных пород на субформации: 1) ортоклаз-базальтовую (эссекситовую), 2) нефелин-базальтовую (кринанит-тешенитовую) и 3) лейцит-базальтовую (миссуритовую), которым отвечают естественные ассоциации пород, обладающие общими петрохимическими признаками и отличающиеся одна от другой насыщенностью кремнеземом, глиноземом и соотношением  $K_2O$  и  $Na_2O$ .

По мнению этих авторов, изменение состава щелочно-габброидных ассоциаций пород вряд ли может зависеть от тектонического строения или других геологических особенностей верхней части земной коры. Поэтому они предполагают, что оно «зависит от глубины формирования базальтовой магмы, возможно, относительно поверхности Мохоровичича, и чем глубже положение последней (например, под молодыми складчатыми структурами), тем вероятнее появление более насыщенных кремнеземом ассоциаций базальтовых (в том числе щелочных) пород» (стр. 64). Во всех случаях породы щелочно-габброидной формации появляются в зонах пониженной мобильности: в пределах рамы складчатых поясов или в геосинклинальных участках. Размещение их связано с зонами активизации окраин древних платформ или с зонами крупных «сквозьструктурных» разломов, секущих как платформы, так и области завершённой складчатости, в том числе срединные массивы и геосинклинальные поднятия.

Гранитоидная щелочная формация включает в себя, по мнению авторов рассматриваемой работы, щелочные и нефелиновые сиениты, но к ней же могут относиться меланократовые породы, обогащенные нефелином (вплоть до малиньитов, ювитов и ковитов), тогда как бесполовошпатовые породы ряда уртита—якупирангита не характерны. Породы этой формации развиты главным образом в пределах областей завершённой складчатости и приурочены к зонам более или менее древних, многократно подновлявшихся разломов, не проникавших глубже сиалической оболочки. Богатые щелочами магматические расплавы возникают при длительной дифференциации в поздние этапы развития магматических очагов и отличаются высокой концентрацией летучих компонентов (фтора, воды и углекислоты). Связь их с гранитной магмой устанавливается на основании: 1) тесной пространственной ассоциации с интрузиями гранитоидов или размещения непосредственно среди последних, нередко при полном отсутствии габброидов или ультраосновных пород того же возраста; 2) отсутствия или ничтожного количества в щелочном комплексе пород габброидного или ультраосновного состава; 3) присутствия в многофазных комплексах ранних фаз щелочноземельных или субщелочных гранитоидов и 4) общих геохимических особенностей, устанавливаемых как для щелочных комплексов, так и для гранитоидов более ранних этапов того же тектономагматического цикла. Внутри гранитоидной формации авторы выделяют три субформации, однако резких границ между ними не устанавливают, особенно для субформации сложного состава, в которую входят представители двух других. Рассматриваемая работа, основанная на огромном фактическом материале, представляет собой важное

обобщение многочисленных исследований по щелочным породам, проведенных за последние годы. Большим ее достоинством является разработка вопроса о гетерогенности щелочных пород и размещении каждой из трех главных щелочных формаций в определенных тектонических условиях. Очень интересен вопрос о конвергенции признаков, получающейся в результате развития разных магм в одинаковых условиях. К сожалению, авторы ограничились лишь кратким примером конвергенции и не рассмотрели ее подробнее при характеристике отдельных формаций, тогда как это весьма важно, поскольку во многих случаях, благодаря видимому сходству, породы разного генезиса оказываются отнесенными к одному типу. Нельзя согласиться с таким категоричным утверждением авторов, что главной причиной появления всех щелочных пород из магмы нормального состава является дифференциация магматического расплава. В последние годы выходит все большее и большее число работ, доказывающих существенную, а иногда и ведущую роль в образовании щелочных пород процессов замещения, которые происходят как в магматическую, так и раннюю послемагматическую стадию. Точка зрения Ф. Е. Апелцина и др. о том, что окружающие более древние толщи не оказывают никакого влияния на появление щелочных пород, не подтверждается данными З. М. Ляшкевич, Б. И. Омеляненко и других упомянутых выше авторов.

Безусловно, гипотеза Дели (1936), даже в том виде, в каком она была дана позднее Шендом (Shand, 1945), вызывает серьезные возражения, в первую очередь потому, что претендует на универсальность. Вторым серьезным возражением ассимиляционной гипотезе Дели, как указывали многие из ее противников, является то, что не во всех случаях наблюдаемых контактов гранитов с известняками образуются щелочные породы, а нередко происходит лишь увеличение основности краевых фаций гранитоидных массивов с образованием гибридных разновидностей. Этот процесс «диоритизации» изучался многими петрографами (Дембо, 1956, 1959, 1960; Коптев-Дворников, 1953, и др.).

Теоретическому рассмотрению явлений взаимодействия карбонатных (доломитовых) вмещающих пород с кислой (гранитоидной) магмой посвящен ряд работ Д. С. Коржинского (1940, 1946, 1951, 1952а, 1952б, 1955а, 1955б, 1957, 1958, 1960, 1962а, 1962б). Разработанная Д. С. Коржинским гипотеза магматического замещения, по его собственному выражению, является развитием гипотезы П. Термье (Termier P., 1910) о метаморфизме и гранитизации в геосинклинальных зонах при воздействии восходящих растворов («колонн фильтрации»), вызывающих изменение пород и выплавление из них эвтектической гранитной магмы.

Гипотеза магматического замещения в сжатом виде заключается в следующем. Магматический расплав характеризуется микрогетерогенностью, при которой диссоциированные молекулы имеют дифференциальную подвижность. Магма может рассматриваться как закрытая система относительно более инертных компонентов и открытая в отношении более подвижных компонентов, к которым принадлежат  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ . Легкоподвижные компоненты выносятся из магматического расплава в верхние горизонты в виде «сквозьмагматических растворов», поток которых имеет инфильтрационный (а не диффузионный) характер. На фронте замещения происходит взаимодействие сквозьмагматических растворов с вмещающими породами. Последние, в том случае, когда они представлены доломитами или доломитовыми известняками, превращаются в магнезиальные скарны (Жариков, 1958, 1959, 1960), в которых наблюдается резко выраженная минеральная зональность, зависящая от изменения химических потенциалов оснований.

Магматическое замещение происходит при постоянном притоке высокотемпературных сквозьмагматических растворов, под воздействием которых боковые породы, превращенные в магнезиальные скарны, переходят

дят в расплав. Расплавление магнезиальных скарнов приводит к резкому повышению химической активности  $MgO$  и  $CaO$  в магматическом расплаве, что вызывает повышение в нем химических потенциалов всех других оснований. Таким образом, новообразованный гибридный магматический расплав оказывается сильно обогащенным основаниями, в том числе и щелочами (как наиболее сильными основаниями). В силу своей высокой подвижности они начинают диффундировать из приконтактной зоны в направлении к центру очага («отраженная волна щелочности» по Д. С. Коржинскому), что приводит к повышению щелочности краевых фаций гранитной интрузии. В зависимости от скорости инфильтрации «сквозьмагматических» растворов из магматического очага и скорости диффузионного потока волны «отраженной щелочности» могут иметь место три случая: 1) если скорость инфильтрации «сквозьмагматических» растворов меньше скорости диффузии щелочей внутрь очага, то образуются эндоконтактные зоны повышенной щелочности; 2) если скорость инфильтрации равна скорости диффузии щелочей (малая скорость диффузии зависит от малой величины градиента химического потенциала щелочей), не происходит изменения состава гранита в эндоконтактной зоне и гранит непосредственно контактирует с карбонатными породами; 3) если скорость инфильтрации растворов из магмы очень незначительна, то реакционное взаимодействие осуществляется только диффузионным путем. При этом магма, расплавляя карбонатные породы, не очищается от содержащихся в них компонентов при помощи «сквозьмагматических» растворов, а усваивает их. В этом случае повышение химического потенциала кальция (без значительного притока щелочей из магмы) приводит к диффузии его во внутренние части магматического тела и повышению их основности, т. е. образованию гибридных эндоконтактных диоритизированных и габброизированных пород. Изложенные положения гипотезы магматического замещения, как считает автор настоящей работы, хорошо объясняют условия образования щелочных пород за счет гранитной магмы в контакте с карбонатными (доломитсодержащими) толщами, а также отвечают на те возражения, которые выдвигались при критике гипотезы Дели—Шенда.

Вместе с тем гипотеза магматического замещения Д. С. Коржинского не может восприниматься как универсальная гипотеза для объяснения происхождения всех щелочных пород или хотя бы всех щелочных пород, богатых калием. Имеется много данных, что, например, щелочные комплексы Бушвельда, Уганды и других районов Африки, а также щелочные комплексы Индии, ряда океанических островов и т. д. связаны с глубинными разломами, по которым из подкоровых глубин поднималась трахибазальтовая магма, давшая богатые калием щелочные породы (Mithal and Jain 1955—56; Sahama, 1952; Strauss a. Truter, 1951; Martin, Morna M., Simpson, 1960 и др.)

## ИСТОРИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Исходя из изложенных общих представлений и гипотез о генезисе щелочных пород, рассмотрим конкретное приложение их к вопросу генезиса пород щелочного комплекса северо-западных отрогов Таласского Алатау (северо-западной части Срединного Тянь-Шаня).

Большинство исследователей, занимавшихся изучением этого комплекса, считает, что слагающие его породы являются производными основной магмы. Одни авторы (Абдрахманов, 1961, 1962а, б, 1963, 1964; Вендланд, 1937; Фремд, 1963) связывают его образование с дифференциацией трахибазальтовой магмы, другие — базальтовой магмы (Баталов, 1961;

Орлова, 1959, 1960), и только В. А. Николаев (1935) предполагал, что родоначальной была гранодиоритовая магма.

В. А. Николаев был первым исследователем, занимавшимся изучением щелочных интрузий Ирису и Каинды (1928, 1930в, 1935). Он детально рассматривал как в целом вопрос о генезисе щелочных пород района, так и вопрос о путях образования псевдолейцитов, содержащихся во многих разновидностях. Первое положение, выдвинутое В. А. Николаевым, заключается в том, что все особенности массивов Каинды и Ирису возникли благодаря сложным процессам изменения первичной щелочноземельной магмы гранодиоритового состава, интрузии которой широко развиты в Срединном Тянь-Шане. Изучение структур пироксенитов и шонкинитов массива Каинды и анализ состава пироксенов привели В. А. Николаева ко второму выводу, что эти породы кристаллизовались из жидкого магматического расплава, который уже к началу кристаллизации был обогащен Са и К и недосыщен кремнеземом. Источником Са в магме, давшей пироксениты и шонкиниты Каинды, по мнению этого исследователя, являются карбонатные породы верхнего девона — нижнего карбона, широко распространенные в Срединном Тянь-Шане. В. А. Николаев, хотя и находит совершенно естественным желание отнести обогащение «первичной» магмы Каинды кальцием за счет реакций взаимодействия магматических масс с вмещающими известняками, не видит в породах массива признаков такого взаимодействия. Критикуя гипотезу Дели—Шенда, он не считает возможным таким путем объяснить их генезис и присоединяется к возражению Н. Боуэна, что особенно трудно представить себе образование щелочных магм в результате реакционного взаимодействия гранитной магмы с известняками в связи с недостатком в ней избыточного тепла. По мнению этих исследователей, из-за отсутствия перегрева гранитной магмы в момент внедрения и при насыщенности ее кремнеземом и полевошпатовыми молекулами кристаллизация кварца и полевых шпатов должна произойти раньше, чем начнется реакция с известняками и десиликация.

Таким образом, В. А. Николаев отрицает роль взаимодействия щелочноземельной магмы гранодиоритового состава с известняками на месте кристаллизации пироксенитов и шонкинитов массива Каинды, но считает, что на глубине, имея необходимый запас тепла, она безусловно могла ассимилировать известняки. В результате их ассимиляции происходила магматическая дифференциация щелочноземельной магмы и отделение магмы, обогащенной Са и К и недосыщенной кремнекислотой. По химизму такая магма может быть отнесена к магмам лампрофирового типа. В. А. Николаев считает, что в очаг Каиндинской интрузии поступала именно такая измененная лампрофировая магма.

Гипотеза Боуэна с некоторыми уточнениями и дополнениями почти полностью принималась В. А. Николаевым; он так же, как и Боуэн, объясняет образование фельдшпатидов из ортоклазовой магмы и видит подтверждение явлений сегрегации лейцита в виде фергуситов, широко развитых в массиве Каинды.

Наличие в составе интрузий пород габбро-монцонитового ряда, содержащих большое количество плагиоклаза (при отсутствии его в пироксенитах и шонкинитах), заставляет В. А. Николаева предполагать обособление «плагиоклазовых» магм. Он считает, что это обособление происходит не на ранних стадиях формирования интрузии, а в результате процессов, идущих на глубине в первичном магматическом очаге, и даже допускает полную разобщенность очагов «шонкинитовой» и «плагиоклазовой» магм.

Признавая роль тектонических факторов в генезисе щелочных пород, В. А. Николаев отдает предпочтение гипотезе Харкера (Harker, 1896) относительно «миграции магмы орогена из орогенных зон в область фор-ланда». Подобную же картину он видит и в структурном положении ще-

лочных пород Ирису и Каинды: верхнепалеозойские горообразующие движения захватили центральные цепи Тянь-Шаня и совсем не проявились в северных цепях, где преобладают каледонские структуры; интрузии Ирису и Каинды лежат на границе с областью затухания варисцийских складчатых движений, куда богатая калием магма мигрировала из зоны развития крупных гранодиоритовых интрузий (Чаткальская система хребтов).

Из изложенных положений и собственных слов В. А. Николаева (1935) видна его точка зрения, что «сложная совокупность природных факторов, определяющих генезис щелочных магм, не поддается до сих пор сведению их в рамки одной исчерпывающей теории». Кажется странным, что одно из главных предположений В. А. Николаева о щелочноземельном (гранодиоритовом) составе первичной магмы, давшей щелочные породы северо-западных отрогов Таласского Алатау, высказанное еще в 1935 г., не нашло поддержки и развития у последующих исследователей. С другой стороны, удивительно, насколько сильны идеи Н. Боуэна относительно генезиса щелочных пород за счет кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы и инконгруэнтного плавления ортоклаза; ведь многие исследователи до сих пор только таким путем стремятся объяснить генезис всех щелочных пород.

Так, К. Н. Вендланд (1937) и М. П. Орлова (1960), изучавшие интрузию Ирису, не останавливаясь на детальном разборе путей дифференциации, считают, что она шла по двум линиям — отделялись расплавы щелочного и щелочноземельного состава. Первому отвечает дифференционный ряд пироксенита—шонкинита—щелочного сиенита, а второму ряд монцонита—меланократового сиенита—сиенита. При этом М. П. Орлова считает, что интрузия Ирису формировалась в четыре интрузивные фазы, взаимоотношения между которыми ею наблюдались в эруптивных брекчиях.

Значительно более сложны представления К. А. Абдрахманова, наиболее полно высказанные им в работе 1963 г. (Абдрахманов, 1963). Для того чтобы объяснить наличие среди щелочных пород северо-западных отрогов Таласского Алатау представителей как щелочной, так и щелочноземельной магмы, автор допускает существование нескольких магматических очагов, давших соответственно породы первого и второго эффузивно-интрузивных комплексов. Вкратце точка зрения К. А. Абдрахманова сводится к следующему: на большой глубине, вследствие плавления основного или ультраосновного материала под воздействием, например, тепла распада радиоактивных элементов, формировался первичный магматический очаг. Этот первичный очаг являлся местом образования исходной базальтовой магмы, которая в результате «специализации» имела состав трахибазальта. Из первичного магматического очага определенные порции магмы поступали в первые вторичные очаги, где благодаря процессам гравитационной дифференциации образовывались дифференцированные расплавы, давшие породы первого эффузивно-интрузивного комплекса. Породы второго эффузивно-интрузивного комплекса кристаллизовались из вторых вторичных очагов. Эти очаги формировались после кратковременной фазы тектогенеза в результате поступления порций магмы из первичного магматического очага в пределы гранитного слоя и имеют монцонитовый состав. Поздние порции магмы поступали непосредственно из первичного магматического очага и дали щелочные лампрофиты.

К породам первого эффузивно-интрузивного комплекса, образовавшимся из первого вторичного очага, автор относит щелочные базальты и лейцитовые порфириты из числа эффузивных пород, а из числа интрузивных — пироксениты, псевдолейцитовые шонкиниты и щелочные сиениты. Эти же породы в более ранних работах автором (Абдрахманов,

1961, 1962а, б) выделялись в первую интрузивную фазу. К породам, образованным из второго вторичного магматического очага, отнесены из эффузивов латиты и трахиандезиты, а из интрузивных — монцониты и щелочноземельные сиениты; ранее эти разновидности были выделены во вторую интрузивную фазу. Кроме этих двух фаз, К. А. Абдрахманов выделяет дополнительную интрузию, развитую на востоке массива, которая представлена пироксен-роговообманковыми сиенитами, отличающимися более лейкократовым составом, присутствием роговой обманки и меланита и наличием ксенолитов пород как первой, так и второй интрузивных фаз. Каждая фаза сопровождается, по мнению К. А. Абдрахманова, своими дайковыми образованиями и отличается характером оруденения. Магнетитовое оруденение он связывает с первой фазой, т. е. с первым вторичным магматическим очагом, где благодаря гравитационной дифференциации отделялся также и расплав, обогащенный магнетитом. Сульфидное оруденение, наложенное на магнетитовое, связывается им с первичным магматическим очагом, поскольку оно по времени позже формирования лампрофиров и по составу (как считает К. А. Абдрахманов) отвечает комплексу элементов основной магмы.

Приведенная точка зрения К. А. Абдрахманова на генезис щелочных пород северо-западных отрогов Таласского Алатау кажется весьма усложненной и, не подтвержденная никаким фактическим материалом, целиком остается в области допущений.

Одним из существенных возражений против генетической связи щелочных пород описываемого района с основной (базальтовой магмой) служит полное отсутствие во всем Тянь-Шане в верхнем палеозое каких бы то ни было проявлений основного магматизма, при весьма широком развитии магматических пород гранитоидного ряда. Именно это положение привело В. А. Николаева (1930а) к предположению об их генетической связи с последними.

Из всех исследователей, занимавшихся изучением щелочного комплекса северо-западных отрогов Таласского Алатау, только В. А. Николаев рассматривал положение комплекса в общей структуре Тянь-Шаня, что привело его к необходимости принять гипотезу Харкера о щелочной «специализации» гранитной магмы вне орогена.

Детальное изучение щелочных пород северо-западной части Срединного Тянь-Шаня и рассмотрение процессов, в результате которых они могли образоваться, приводит автора к заключению, что гипотезой, наиболее точно объясняющей происхождение этих пород, является гипотеза магматического замещения Д. С. Коржинского. Она значительно упрощает приведенные сложные схемы, предложенные В. А. Николаевым и К. А. Абдрахмановым.

Существенно новые геологические данные, накопленные после 30-х годов, позволили по-новому рассмотреть положение щелочных пород в общей структуре Срединного Тянь-Шаня, что и попытался сделать автор в следующей главе настоящей работы.



## ГЛАВА II

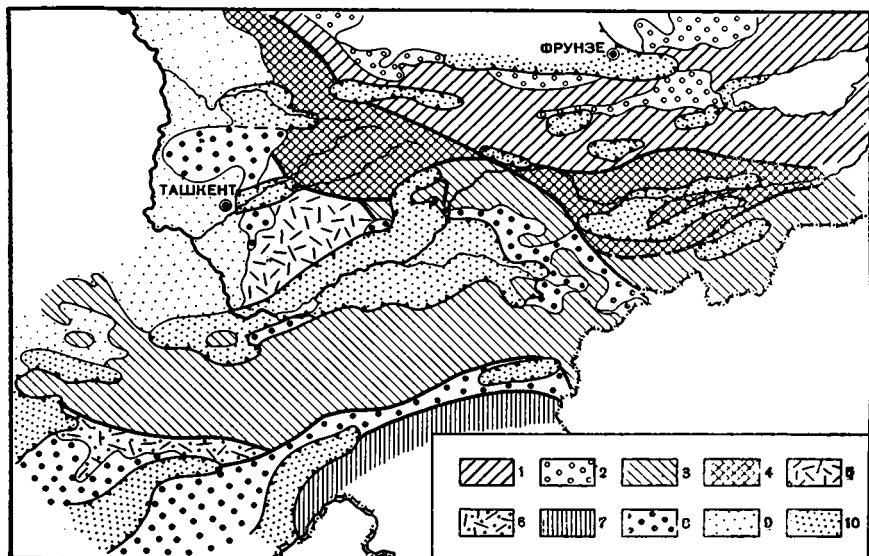
### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Развитие Тянь-Шаньской складчатой области началось с протерозоя, но продолжалось в различных зонах разное время. Впервые зональное строение Тянь-Шаня отметил Д. В. Наливкин (1926, 1930), который выделил в его пределах северные, центральные и южные дуги, имеющие различную историю геологического развития. Многие последующие работы В. А. Николаева (1930б, 1933, 1944, 1953), А. В. Пейве (1947, 1948, Пейве и Сяницын, 1950), В. И. Попова (1938), В. Н. Огнева (1935, 1959), Е. И. Зубцова (1956а, 1956б, 1961), Н. М. Сяницына (1957, 1958, 1960), В. М. Сяницына (1957), Л. Б. Вонгаза (1958), В. Г. Королева (1961), В. С. Буртмана (1964) и других исследователей в той или иной степени касались вопроса зонального строения Тянь-Шаня. Все эти работы посвящены изучению фациальных составов пород, слагающих различные зоны и подзоны, а также выяснению характера тектонических движений по наиболее крупным региональным разломам, и в сущности развивают идею Д. В. Наливкина о зональном строении Тянь-Шаня, уточняя границы между отдельными зонами.

После первых работ Д. В. Наливкина многими геологами принималось не трех-, а двучленное деление советской территории Тянь-Шаня на Северный и Южный Тянь-Шань (В. А. Николаев, 1930б, 1933; А. В. Пейве, 1948). Ряд исследователей считает, что переходы между этими двумя областями постепенные, и промежуточную зону одни авторы относили к Северному (Наливкин, Пейве и др.), а другие — к Южному Тянь-Шаню (Николаев, Зубцов). Третья группа авторов считает необходимым выделять ее в самостоятельную зону Срединного Тянь-Шаня (Попов, 1938; Зубцов, 1956а, б и др.). Эта точка зрения в последнее время получает все более широкое признание и, как нам кажется, более правильна. Главные структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня отделяются друг от друга крупными «межзональными» разломами, из которых первой была установлена В. А. Николаевым так называемая «главная структурная линия Тянь-Шаня» (или «структурная линия Николаева») — крупный глубинный разлом субширотного простирания, отделяющий структуры Северного Тянь-Шаня от более южных зон Тянь-Шаня.

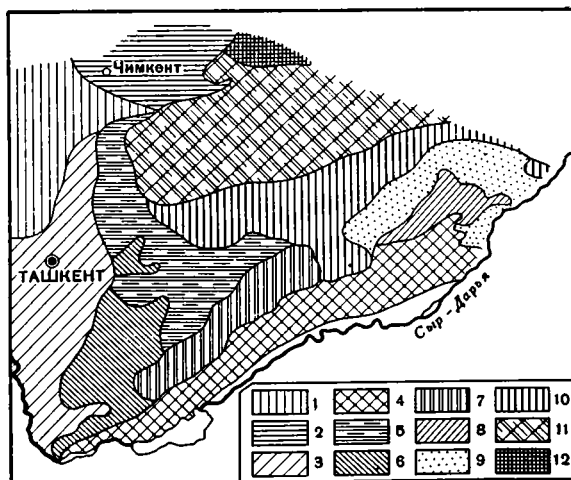
Особое положение занимает Таласо-Ферганский разлом, секущий и косо срезающий все структурно-фациальные зоны. Изучению этого разлома посвящено большое количество работ; уже давно высказывалось мнение о его сдвиговом характере (Николаев, 1933, 1954; Огнев, 1959), а за последнее время рядом авторов доказывается (Буртман, 1961; Буртман, Пейве, Руженцев, 1963; Додонова, 1962; Пейве, 1960, 1961 и др.), что сдвиговые перемещения по нему происходили на расстояние до 200 км.

Для выяснения структурного положения калиевых основных щелочных пород и их места в истории развития складчатой области необходимо рассмотреть общие тектоно-магматические условия, существовавшие в Тянь-Шане в верхнем палеозое. Ниже приводится краткая характеристика тектонического развития сначала Северного и Южного, а за-



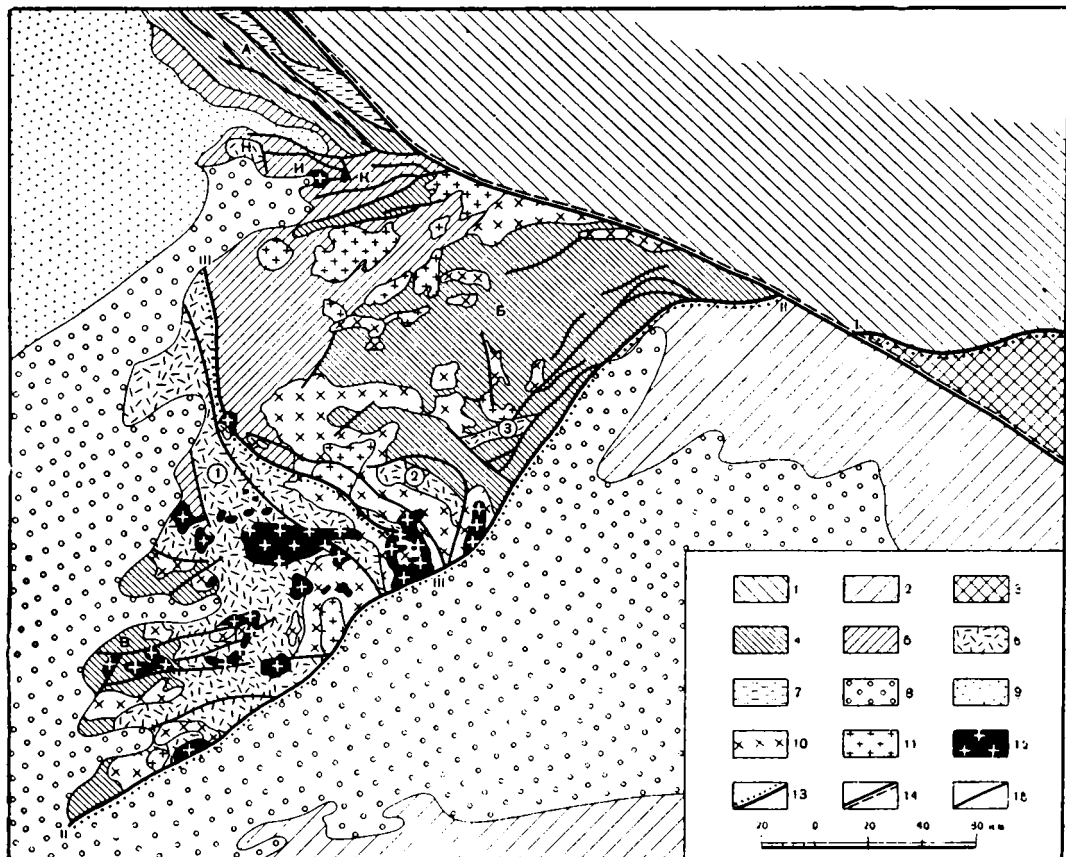
Фиг. 1. Схема расположения главных тектонических подразделений восточной части Средней Азии (по Е. Д. Карповой и Е. Н. Горецкой)

Северный Тянь-Шань: 1 — протерозойско-нижнепалеозойская геосинклинальная зона; 2 — карбоновые депрессии. Южный Тянь-Шань (средне-верхнепалеозойская геосинклинальная область). Геосинклинальные зоны: 3 — Фергано-Кокшаальская; 4 — Чаткало-Нарынская. Геосинклинальные зоны с наложенными депрессиями: 5 — Кураминская; 6 — Южно-Гиссарская. Памир: 7 — средне-верхнепалеозойская геосинклинальная зона Северного Памира; 8 — мезо-кайнозойские структуры типа передовых прогибов и внутренних впадин; 9 — Туранская эпипалеозойская платформа; 10 — неоген-четвертичные межгорные и предгорные впадины



Фиг. 2. Схема тектонического районирования Чаткало-Кураминской горной страны (по А. С. Аделунгу)

1 — брахискладки мезозоя Чулей; 2 — Причирчикская предгорная впадина; 3 — При-ташкентская зона погребенных структур; 4 — Северо-Ферганская полоса брахиантиклинальных складок (адыров); 5 — северная, в основном синклинальная часть Кураминской зоны; 6 — юго-западная, в основном антиклинальная часть Кураминской зоны; 7 — юго-восточная, приуроченная к погружению Кураминской антиклинали, часть Кураминской зоны; 8 — Восбутауское антиклинальное поднятие; 9 — Нанайатойнакский синклинирий, в юго-восточной части погребенный в альпийском межгорном прогибе; 10 — Южно-Чаткальское антиклинальное поднятие; 11 — Северо-Чаткальский складчатый комплекс; 12 — Джебаглинское антиклинальное поднятие



Фиг. 3. Главнейшие структурные элементы орогенного этапа западной части Срединного Тянь-Шаня

Структурные зоны Тянь-Шаня: 1 — Северный Тянь-Шань; 2 — Южный Тянь-Шань, 3 — восточная часть Срединного Тянь-Шаня; 4—6 — западная часть Срединного Тянь-Шаня: 4 — области преобладающих поднятий: А — Боролдай-Джебаглинская глыбово-складчатая зона, Б — Чаткальская глыбово-складчатая зона, В — Моголтауская глыбово-складчатая зона, 5 — область относительного опускания — Арысь-Угамская глыбово-складчатая зона; 6 — внутренние впадины орогенного этапа: 1 — Каржантау-Кураминская, 2 — Гавасайская, 3 — Кассансайская, 4 — Машатская; 7 — впадины нижнего подъяруса платформенного чехла (J—Cr); 8 — впадины неотектонического этапа развития (Mz—Kz); 9 — чехол эпипалеозойской платформы.

Интрузивные породы: 10 — средне-верхнекарбоновые гранодиориты; 11 — верхнекарбоновые граниты; 12 — пермские интрузивные массивы пестрого состава (граниты, гранит-порфиры, сиениты, монзониты, шонкиниты и др.); 13 — крупные «межзональные» разломы: I—I' — Главная структурная линия Тянь-Шаня, II—II' — Северо-Ферганский разлом, III—III' — Каржантау-Кураминский разлом; 14 — Таласо-Ферганский сдвиг; 15 — сбросы, надвиги.

тем Срединного Тянь-Шаня — промежуточной зоны, в строении которой имеются черты, сходные как с Северным, так и с Южным Тянь-Шанем. Несколько более детально дается описание западной части Срединного Тянь-Шаня, поскольку именно в ней размещены описываемые щелочные породы.

Предлагаемая тектоническая схема этой части Тянь-Шаня отличается от ранее опубликованных схем (А. С. Аделунг, Е. Д. Карпова и Е. Н. Горюцкая; Геология Узбекской ССР, т. I, 1937) тем, что в ней отражена попытка показать соотношение между отдельными крупными тектоническими формами и положение в них интрузивных пород различного возраста (фиг. 1, 2, 3).

Северный Тянь-Шань представляет собой область нижнепалеозойской складчатости, сложенную главным образом породами верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня, 1960), среди которых широко развиты крупные массивы нижнепалеозойских гранитоидов. Эти отложения слагают узкие линейно вытянутые антиклинории и синклинории северо-западного, переходящего в субширотное, простирания. Антиклинорные структуры образованы вулканогенно-осадочными и карбонатными морскими формациями верхнего протерозоя и нижнего кембрия эвгеосинклинального типа. В их ядрах, нередко в виде узких удлиненных блоков, выходят глубоко метаморфизованные образования нижнего протерозоя (разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты). Синклинории сложены среднекембрийскими — нижнеордовичскими карбонатными и терригенными отложениями. На размытой поверхности этих пород несогласно залегает комплекс морских терригенных отложений, относящихся к верхнему ордовику. Породы этого возраста слагают более широкие синклинальные структуры, сохраняющие северо-западное простирание.

Развитие нижнепалеозойских структур сопровождалось интрузивной деятельностью. В нижнем кембрии (?) в процессе развития геосинклинальных прогибов произошло внедрение ультраосновных пород, пространственно тесно связанных с подводными излияниями спилитов. В верхнем ордовике, одновременно с развитием складчатых структур, внедрялись большие массы гранитной магмы, образовавшей крупные вытянутой формы массивы гранодиоритов и более мелкие массивы лейкократовых гранитов, залегающие согласно с простиранием вмещающей толщи. Нередко наблюдаются переходы от гранодиоритов к более основным разновидностям вплоть до габбродиоритов, образование которых связано с ассимиляцией гранитной магмой пород кровли (Горецкая, 1961, Королев и др., 1962).

Формирование складчатых структур и внедрение гранитоидов на территории Северного Тянь-Шаня закончилось к концу ордовика. С начала среднего палеозоя (с силура) и до конца верхнего палеозоя накопление осадков происходило лишь в наложенных впадинах, где отлагались красноцветные и сероцветные молассы и наземные вулканогенные толщи андезито-базальтового, а затем липарито-дацитового состава. Формирование этих впадин сопровождалось развитием разломов глубокого заложения, по которым проникла магма повышенной кислотности и щелочности, дававшая наземные излияния липарито-дацитов, мелкие гипабиссальные трещинные тела гранитного и граносиенитового состава и более крупные массивы аляскитовых гранитов.

### ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Если в Северном Тянь-Шане геосинклинальное развитие закончилось к концу ордовика, а в среднем палеозое он уже выступает как орогенная область, в которой формировались лишь наложенные впадины, то в Южном Тянь-Шане геосинклинальное развитие продолжалось вплоть до верхнего карбона.

Ранняя стадия развития крупных геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов Южного Тянь-Шаня охватывает период от кембрия до эйфельского века среднего девона. Отложения этого возраста слагают крупные антиклинорные и синклинорные структуры, линейно вытянутые в субширотном направлении на сотни километров.

Антиклинорные структуры сложены преимущественно породами нижнего силура или нерасчлененными кембро-ордовичскими и нижнесилу-

рийскими отложениями, суммарная мощность которых составляет несколько тысяч метров. В ширину антиклинорные структуры достигают 30 км и более и протягиваются вдоль всего Туркестанского хребта, Гиссарского хребта и хребта Каратегин. В ядрах этих антиклинорных структур выходят в виде изолированных блоков, ограниченных разломами, глубоко метаморфизованные породы протерозоя, представленные различными гнейсами и амфиболитами (хр. Каратегин и юго-западная часть Гиссарского хребта), или более слабо метаморфизованные морские терригенные отложения нижнего кембрия (и синия?) (Геология Узбекской ССР, т. I, 1937; Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня, 1960; Марушкин, 1963).

Синклинорные структуры сложены силурийско-нижнедевонскими отложениями мощностью от 3000 до 10 000 м, среди которых большим распространением пользуются карбонатная, терригенно-карбонатная и спилитовая формации. Для этих отложений, имеющих типичный эвгеосинклинальный облик, характерна линейная складчатость; наблюдаются сжатые изоклинальные складки с крутыми падениями крыльев ( $60-80^\circ$ ) и многочисленные надвиги того же субширотного простирания.

Накопление средне-верхнедевонских и карбоновых осадков происходило главным образом в продолжавших развиваться геосинклинальных прогибах, располагавшихся в пределах крупных синклинорных структур ранней стадии развития. Здесь отлагались преимущественно карбонатные фации с небольшим количеством основных эффузивов (спилитов), кремнистых пород и конгломератов. Общая мощность этого комплекса — несколько тысяч метров.

Отложения этого возраста в пределах геосинклинальных прогибов нередко ложатся почти без перерыва на подстилающие породы (например, на северном склоне Алайского и Туркестанского хребтов), а в пределах геосинклинальных поднятий — со значительным перерывом и несогласием (Зеравшанский хребет). Складчатые структуры среднедевонского — карбонового возраста наследуют линейные формы ранее сформированных структур, однако наклоны крыльев складок в них обычно более пологие — от  $45^\circ$  до  $60^\circ$ ; нередко складки ограничены разломами типа надвигов.

В пределах синклинориев в верхнем карбоне развивались прогибы, выполнявшиеся морскими терригенными (иногда флишоподными) осадками, которые затем (в перми) сменялись молассами. Одновременно на антиклинориях образовывались наложенные впадины, выполнявшиеся грубообломочными молассами и наземными эффузивно-пирокластическими породами кислого состава, нередко повышенной щелочности (хребты Гиссарский и Каратегин). Мощность этих отложений сильно варьирует от несколько сотен метров до 1000—3000 м (Вонгаз, 1958; Кухтиков, 1962; Турбин, 1960, 1962). Породы пермо-карбонового возраста смяты в складки, нередко сохраняющие некоторую линейность (особенно в прогибах, развитых в пределах синклинориев), но по форме эти складки открытые, широкие и пологие, а иногда брахиформные.

Проявления интрузивной магматической деятельности сопровождали развитие структур Южного Тянь-Шаня. В силуре — нижнем девоне происходило внедрение пластовых интрузий основного состава (габбродиабазов и габбродiorитов), пространственно связанных с подводными излияниями основных эффузивов. На границе нижнего и среднего карбона одновременно с формированием спилитовой формации интродуцировали породы габброперидотитового состава, образующие мелкие тела. Наибольшей интенсивности интрузивная деятельность достигла в конце среднего и в верхнем карбоне. Внедрение гранитной магмы происходило в пределах антиклинориев, где формировались крупные массивы гранитоидного состава. Наиболее распространенными являются гранодиориты, выделяе-

мые под названием нуратинского интрузивного комплекса и образующие массивы до 300 км<sup>2</sup>. Наблюдаются переходы от гранодиоритов, с одной стороны, к кварцевым диоритам и диоритам, более основной состав которых связан с ассимиляцией пород кровли, а с другой стороны — к нормальным гранитам зирабулак-каратюбинского комплекса. Наибольшим распространением интрузии гранитоидов пользуются в Гиссарском и Каратегинском хребтах.

С заключительным этапом формирования структур Южного Тянь-Шаня связано внедрение пермских сиенитов щелочных и субщелочных гранитоидов, образующих трещинные интрузии, штоки и гипабиссальные тела типа некков, непосредственно связанных с пермскими эффузивно-пирокластическими образованиями, выполняющими внутренние впадины. Щелочной состав этих пород, по мнению Б. И. Омеляненко (1959, 1960) и Л. Л. Перчук (1964, Перчук и др. 1961), связан с процессом магматического замещения и ассимиляцией кислой магмой вмещающих пород карбонатного состава.

### СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Срединный Тянь-Шань представляет собой промежуточную зону, геологическое развитие которой в нижнем и отчасти среднем палеозое проходило сходно с Северным Тянь-Шанем, а с верхнего девона сблизилось с развитием Южного Тянь-Шаня. В строении Срединного Тянь-Шаня принимают участие отложения нижнего, среднего и верхнего палеозоя; кроме того, среди нижнего палеозоя в отдельных блоках, ограниченных разломами, выходят метаморфические образования протерозойского возраста.

Нижнепалеозойские отложения ( $C_{m1}-O_{2-3}$ ) представлены преимущественно терригенными морскими фациями, мощность которых не превышает 2000 м. Среднепалеозойские отложения ложатся с резким несогласием и перерывом на нижний палеозой. В северо-западной части Срединного Тянь-Шаня они представлены терригенными нижнедевонскими породами песчано-гравелитового состава, которые без видимого несогласия перекрываются грубообломочной толщей молассового типа живетско-франского возраста. Выше залегает карбонатная толща верхнедевонского—нижнекарбонového возраста, достигающая более 4000 м мощности. В юго-западной части Срединного Тянь-Шаня среднепалеозойские отложения (нижнедевонские) имеют вулканогенный состав; среди них преобладают породы андезитового ряда, но присутствуют также кислые эффузивы и базальты. В южной части Срединного Тянь-Шаня вблизи границы с Южным Тянь-Шанем в последние годы в ряде пунктов установлено, что на нижнем палеозое с резким несогласием залегают силурийские отложения, перекрывающиеся вулканогенной нижнедевонской толщей, на которых лежат обломочные породы живетско-франского возраста. Последние согласно перекрыты карбонатной толщей.

Нижнепалеозойская складчатость, широко проявившаяся в Северном Тянь-Шане, захватила и Срединный Тянь-Шань, однако здесь структуры не имеют той резко выраженной линейности, которая характерна для Южного Тянь-Шаня. Одновременно со складчатостью происходило заложение крупных разломов, как, например, главнейшая структурная линия Тянь-Шаня, разделившая Срединный и Северный Тянь-Шань, и внедрение каледонских гранитов. К силурийскому времени весь Срединный Тянь-Шань оказался приподнятым и почти повсеместно представлял собой сушу, на что указывает перерыв в осадконакоплении, продолжавшийся в разных участках различное время. По-видимому, Срединный Тянь-Шань в среднем палеозое представлял собой краевую геоантикли-

наль Южнотяньшаньской герцинской геосинклинальной системы. В пределах этой геоантиклинали в нижнем и среднем девоне формировались отдельные впадины, выполнявшиеся вулканогенными и грубообломочными осадками. В фаменское время на грубообломочных осадках начали отлагаться карбонатно-терригенные породы, которые совершенно согласно сменились карбонатной толщей нижнего карбона, достигавшей мощности 4000 м. Отсутствие в этой толще гипсоносных, соленосных и угленосных отложений резко отличает ее от карбонатного разреза впадин, развивавшихся на каледонском основании в Центральном Казахстане и на юге Сибири (Джезказганская, Минусинская и др. впадины). Такое различие в формационных комплексах не позволяет относить толщу карбонатных пород Срединного Тянь-Шаня к отложениям подобных впадин. Однородный характер карбонатной толщи Срединного Тянь-Шаня, при отсутствии силлитово-кремнистых формаций, позволяет отнести ее к осадкам миогеосинклинального типа. Отложение этой толщи совпадает во времени с интенсивным прогибанием соседней Южнотяньшаньской геосинклинали. Повидимому, при этом прилегающие к ней участки краевой геоантиклинали Срединного Тянь-Шаня также вовлекались в опускание, что приводило к наступанию моря от Южного Тянь-Шаня в северном направлении. К нижнему карбону море распространилось на весь Срединный Тянь-Шань и на его территории повсеместно отлагалась карбонатная толща. В этот период Срединный Тянь-Шань представлял собой миогеосинклинальную область, в отличие от эвгеосинклинального Южного Тянь-Шаня. Породы верхнедевонского-нижнекарбонового возраста смяты в простые, открытые брахиформные складки с углами падения порядка 20—40°.

Для значительной части Срединного Тянь-Шаня собственно геосинклинальный период развития закончился к концу нижнего карбона. К этому времени началось поднятие отдельных его частей, сопровождавшееся образованием новых и подновлением ранее существовавших разломов и поступлением магмы среднего состава.

Благодаря этим процессам создавались глыбово-складчатые поднятия, в пределах которых накопление геосинклинальных осадков прекратилось. Эти структуры разделялись остаточными геосинклинальными прогибами, где еще продолжалось накопление карбонатных осадков среднего карбона. К концу среднего—началу верхнего карбона поднятие захватило весь Срединный Тянь-Шань. В это время происходило внедрение больших масс кислой магмы, давшей крупные массивы гранитоидов. Они размещались сначала только в пределах наиболее поднятых глыбово-складчатых зон, но по мере поднятия всей территории в верхнем карбоне распространились более равномерно по всему Срединному Тянь-Шаню. В ряде случаев магма, поднимавшаяся по крупным разломам (преимущественно меридионального и северо-западного направления), достигала поверхности и давала наземные излияния андезито-дацитового и липаритового состава, которые перемежались с молассами и выполняли отдельные впадины, наложенные на поднятые глыбово-складчатые структуры. В перми продолжалось формирование таких впадин, которые оказались наложенными также на относительно менее поднятые участки. Впадины выполнялись молассовыми и вулканогенными толщами, для которых вулканический материал поступал из периодически действовавших вулканических аппаратов центрального типа. Характерные для этого периода развития Срединного Тянь-Шаня глыбовые движения приводили к развитию германотипной тектоники и значительным смещениям по разломам, усложнявшим ранее сформированные структуры. Судя по составу формаций, выполняющих впадины, проявлению эффузивной и интрузивной магматической деятельности и характеру дислокации, Срединный Тянь-Шань с конца нижнего—начала среднего карбона вступил в орогенный этап развития.

Под орогенным этапом автор подразумевает этап, приходящий на смену геосинклинальному режиму в заключительный период развития складчатой области (Богданов, 1959, 1963; Моссаковский, 1965; Муратов, 1962, 1963; Шатский и Богданов, 1961; Херасков, 1963). Одно из первых определений термина было дано А. А. Богдановым, согласно которому этот этап (или стадия) характеризуется развитием континентальных молассовых формаций, а также наземными излияниями порфиров, выполняющими межгорные впадины, внедрением трещинных интрузий поздне-орогенных гранитов и германотипным характером дислокаций.

В последние годы вышли из печати работы Н. П. Хераскова (1963, 1965) и А. А. Моссаковского (1965), посвященные вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей и орогенных формаций.

Н. П. Херасков выделяет орогенный класс формаций, который делит на четыре подкласса: 1) орогенные геосинклинальные формации, появляющиеся на некоторых крупных геосинклиналях и тесно связанные латеральными и стратиграфическими переходами с формациями геосинклинального класса; 2) эпигеосинклинальные орогенные формации во времени следуют за геосинклинальными, выполняют более или менее крупные самостоятельные структуры (краевые и внутренние прогибы); 3) катаплатформенные орогенные формации, появляющиеся в основании платформенного чехла; их накопление предшествует образованию типичных платформенных формаций, и нередко они связаны латеральными переходами; 4) метаплатформенные (или эпиплатформенные) орогенные формации, нередко перекрывающие платформенные и указывающие на крупные структурные переустройства области. Общая характеристика орогенных формаций, которую дает Н. П. Херасков, сводится к следующему: терригенные толщи песчано-конгломератового состава из автохтонного материала — молассы морские, параличские и континентальные; в тесном парагенезе с ними лагунные и морские карбонатные и галогенные породы и коры выветривания. Существенную роль играют продукты наземного вулканизма, которые часто образуют самостоятельные формации. По сравнению с геосинклинальными формациями возрастает роль кислых пород, часто отмечается повышенная щелочность. В связи с вулканогенными толщами или обособленно развиты интрузии, из которых наиболее распространены интрузии гранитоидного состава с типично «гранитной» минерализацией, широко распространены нефелиновые сиениты. Автор указывает, что многие интрузии гранитоидов синхронны с геосинклинальной и эпигеосинклинальной орогенными формациями и должны быть исключены из состава геосинклинальных формационных комплексов.

А. А. Моссаковский выделяет три стадии орогенного этапа. К первой стадии он относит период постепенного отмирания геосинклинального режима и перехода геосинклинальной области в складчатую. Эта стадия характеризуется сложной дифференцированной тектонической обстановкой, когда в разных частях одной геосинклинальной области существуют остаточные геосинклинали и уже сформировавшиеся складчатые зоны, вовлеченные в поднятие и локальное горообразование. Здесь отлагаются молассы, флишеидные, соленосные и другие формации; к этой же стадии приурочены проявления наиболее высокого регионального метаморфизма и внедрение сопутствующих гранитных интрузий. Ко второй стадии А. А. Моссаковский относит период, когда огромные территории испытывают мощные глыбовые поднятия, приводящие к образованию горных цепей и межгорных впадин. В зонах относительного прогибания формируются наземные вулканогенные формации (главным образом порфировая), а на поднятиях внедряются гранитные интрузии, нередко повышенной щелочности. В третью стадию орогенного этапа, по А. А. Моссаковскому, происходит выравнивание образованных горных цепей, медленные



дифференцированные опускания и образование крупных, плоских наложенных впадин, выполненных верхними молассами, а затем морскими карбонатными и терригенно-карбонатными субплатформенными формациями (впадины типа Минусинской, Джезказганской и др.).

Сравнивая рассмотренные точки зрения этих двух авторов, можно видеть значительную близость в предложенных ими подразделениях орогенного этапа. Первые три подкласса, выделенные Н. П. Херасковым, достаточно хорошо отвечают стадиям А. А. Моссаковского. У него отсутствует лишь четвертая стадия, отвечающая развитию метаплатформенного подкласса формаций, однако этот подкласс собственно уже не характеризует заключительный этап развития геосинклинальной области, а нередко оторван от него весьма длительным отрезком времени.

В соответствии с выделенными стадиями орогенного этапа и приведенной характеристикой различных подклассов орогенных формаций средневерхнекарбовые отложения наложенных впадин Срединного Тянь-Шаня отвечают первой стадии (по А. А. Моссаковскому) или геантиклинальному подклассу (по Н. П. Хераскову). Они развивались только в пределах наиболее поднятой к этому времени глыбово-складчатой зоны и представлены молассами, переслаивающимися с вулканогенными толщами среднего и кислого состава (порфировой формации). Синхронно с ними внедрялись крупные массивы гранитоидов. Во вторую стадию, в пермский период, происходило накопление формаций эпигеосинклинального подкласса, распространявшихся на более широкой площади Срединного Тянь-Шаня, испытавшего к этому времени общее поднятие и прекращение геосинклинального режима. Вулканогенные формации приобретают в эту стадию особенно большое самостоятельное значение и с ними связаны многочисленные мелкие интрузивные тела гранитоидов, иногда повышенной щелочности.

### **Структурные элементы западной части Срединного Тянь-Шаня**

В территорию западной части Срединного Тянь-Шаня входит горная страна, располагающаяся к северу от Ферганской впадины и включающая в себя (с юга на север) горы Карамазар и Моголтау, Кураминские горы, хребты Чаткальский, Сандалашский, Пскемский и Джебаглы (северо-западные отроги Таласского Алатау), а также южную часть хребта Большого Каратау. Последняя включена нами в Срединный Тянь-Шань, поскольку тектонически они представляют единое целое и ряд структур Срединного Тянь-Шаня имеет непосредственное свое продолжение в южной части Большого Каратау.

При тектоническом районировании Срединного Тянь-Шаня выделяют Чаткало-Нарынскую и Кураминскую структурно-фациальные зоны (Вонгаз, 1958; Зубцов, 1956, 1961; Карпова, 1953а, б, 1958, Николаев, 1944, 1953, и др.). Чаткало-Нарынская зона, протягивающаяся в субширотном направлении, косо сечется Таласо-Ферганским разломом северо-западного простирания. Щелочные породы, описанию которых посвящена настоящая работа, размещаются в западной части этой зоны, к западу от Таласо-Ферганского разлома. Поэтому рассмотрение структурных единиц ограничено западной частью Срединного Тянь-Шаня.

На крайнем западе Срединного Тянь-Шаня выделяется Кураминская структурно-фациальная зона, протягивающаяся, в противоположность Чаткало-Нарынской и другим зонам Тянь-Шаня, в меридиональном направлении. Она отделяется от Чаткало-Нарынской зоны системой «межзональных» разломов меридионального и северо-западного направления. Развитие Кураминской структурно-фациальной зоны до нижнего и среднего карбона проходило сходно с другими частями Срединного Тянь-

Шаня, но начиная со среднего карбона здесь отлагались мощные вулканогенные толщи, характерные для внутренних впадин орогенного этапа. Поэтому на прилагаемой тектонической схеме эта зона отнесена к структурам типа внутренних впадин.

Изучавшиеся автором основные щелочные породы северо-западных отрогов Таласского Алатау (Западноталасский комплекс по Е. Д. Карповой) представлены эффузивами, выполняющими внутреннюю впадину орогенного этапа, и синхронными с ее формированием мелкими гипабиссальными интрузиями. В связи с этим ниже более детально дано описание структурных единиц, существовавших в орогенный этап развития геосинклинальной области Срединного Тянь-Шаня.

Породы нижнепалеозойского возраста выходят в блоках, испытывавших, по крайней мере со среднего карбона, преобладающее поднятие. В результате этого на поверхность оказались выведены более низкие части разреза, относящиеся к раннему (нижнепалеозойскому) этапу геосинклипального развития Срединного Тянь-Шаня. К числу таких поднятий относится Боролдай-Джебаглинская, Чаткальская и Моголтауская глыбово-складчатые зоны. Между Боролдай-Джебаглинской и Чаткальской зонами располагается Арысь-Угамская относительно опущенная глыбово-складчатая зона, в пределах которой выходит главным образом карбонатная толща верхнедевонского — нижнекарбонového возраста.

Боролдай-Джебаглинская глыбово-складчатая зона располагается в самой северной части Срединного Тянь-Шаня, включает в себя юго-восточную часть Большого Каратау и горы Джебаглы, отделенные от Каратау долиной р. Арысь.

По своему положению эта зона является продолжением антиклинорной зоны Большого Каратау и протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 100 км, имея ширину 30—40 км. На северо-востоке она граничит с Северным Тянь-Шанем, от которого отделена Таласо-Ферганским разломом и его северо-западным продолжением — Главным Каратауским разломом. Согласно данным Г. И. Макарычева (1961) и других исследователей (Тацинина, 1951), зона сложена в основном породами нижнего палеозоя. В осевой части поднятия выходит ограниченный разломами блок метаморфизованных песчано-глинистых, вулканогенных и карбонатных пород верхнего протерозоя, структуры которого нередко имеют со структурами нижнего палеозоя торцовые сочленения. Окружающие этот блок нижнепалеозойские отложения имеют преимущественно терригенный состав, лишь в середине разреза появляется небольшое количество кремнисто-углистых (ванадиеносный горизонт) и карбонатных пород, выше которых залегает мощная толща терригенных пород среднего и верхнего ордовика.

Во внутреннем строении Боролдайской части Боролдай-Джебаглинской глыбово-складчатой зоны, по данным Г. И. Макарычева (1957, 1961), выделяется ряд антиклиналей и синклиналей. Разрез пород, слагающих эти структуры, в общем весьма сходен, различие сводится главным образом к резкому уменьшению мощностей и выпадению из разреза отдельных толщ в антиклинальных структурах.

В Джебаглинской части зоны, изученной значительно менее детально, в общем виде повторяется описанный выше характер разреза (Геология СССР, т. XXVI, 1937). Здесь широким развитием пользуются верхнеордовичские терригенные породы, а также конгломераты и песчаники живетско-франского возраста, но отсутствуют отложения верхнего протерозоя.

Породы нижнего палеозоя, слагающие Боролдай-Джебаглинскую глыбово-складчатую зону, смяты в складки северо-западного простирания, причем в различных ее частях интенсивность и форма складок различны. Только вблизи крупных разломов отмечаются узкие линейные

сжатые складки с крутыми падениями крыльев, осложненными складками более высоких порядков. В антиклиналях и синклиналях складки более широкие и простые с падениями крыльев от 20—30° до 60°. Складчатые структуры осложнены и нарушены большим количеством крутых надвигов и взбросов, почти согласных с направлением складчатых структур.

Магматическая деятельность в процессе развития нижнепалеозойских геосинклинальных структур не проявлялась: здесь отсутствуют как эффузивные, так и интрузивные породы нижнепалеозойского возраста. Интрузивные породы отмечаются лишь в пределах тектонического блока верхнего протерозоя в виде мелких гипабиссальных верхнепротерозойских массивов кислого состава, генетически связанных с вулканогенными толщами, входящими в разрез верхнего протерозоя.

В конце ордовика произошло общее поднятие и образование суши, на которой не установлено повсеместного накопления осадков в течение всего силура, нижнего и отчасти среднего девона; лишь в отдельных участках формировались наложенные впадины, выполнявшиеся терригенными породами. С живетского века началось отложение особенно мощной толщи грубообломочных пород, типа моласс (тюлькубашской свиты). По данным Е. А. Похвистневой (1959), накопление этой толщи связано с дифференцированными движениями по крупным разломам, в результате которых образовались межгорные и предгорные впадины, куда с соседних хребтов сносился обломочный материал. Дальнейшее опускание этих блоков привело к наступлению мелкого моря, в котором отлагался более тонкий материал верхней части толщи, а затем карбонатные осадки нижнего карбона, имеющие в пределах описываемой зоны ограниченное развитие. Слабая магматическая деятельность проявилась только в верхнем палеозое, когда внедрялись мелкие штокообразные тела и дайки порфировидных гранитов и граносиенитов, залегающие среди терригенных пород нижнего палеозоя Боролдай-Джебаглинской глыбово-складчатой зоны (Тащинина, 1951).

Чаткальская глыбово-складчатая зона расположена в южной половине Срединного Тянь-Шаня. В ее юго-западной части, в районе р. Кассан выходит блок метаморфических пород протерозоя, ограниченный разломами от окружающих нижнепалеозойских толщ. Протерозойские породы представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и биотитовыми гранито-гнейсами, суммарная мощность которых достигает 5000 м. По своему составу и степени метаморфизма они близки протерозойским породам Северного Тянь-Шаня.

На кристаллических сланцах и гнейсах с резким несогласием залегают отложения нижнего палеозоя, имеющие преимущественно терригенный состав. Их разрез, изученный в районе р. Сандалаш Г. И. Макарычевым, начинается нижнекембрийскими грубозернистыми песчаниками и конгломератами с гальками различных гнейсов, гранито-гнейсов и других пород. Выше грубообломочные фации сменяются алевролитами и глинистыми сланцами и, наконец, известковистыми породами. Отложения нижнего кембрия обнажаются на небольшой площади и имеют мощность не более 650 м. Среднекембрийские породы, распространенные более широко, также представлены терригенными фациями. В участках, прилегающих к Таласо-Ферганскому разлому, в них появляются маломощные прослои андезитовых и диабазовых порфиритов и кремнистых сланцев, сходных с ванадиеносными кремнистыми сланцами Каратау. Верхнекембрийская толща имеет карбонатный состав и постепенно переходит в карбонатно-глинисто-алевролитовую толщу ордовика, которая сверху становится более песчанистой и содержит небольшое количество эффузивов среднего состава. Общая мощность отложений нижнего палеозоя ко-

леблется от 2500 до 5000 м, причем половину ее составляют верхнеордовичские породы преимущественно терригенного состава (Ахмеджанов и др., 1962).

Работами последних лет обнаружено, что несогласно на отложениях протерозоя и нижнего палеозоя залегают терригенные породы силурийского возраста, на которых без видимого несогласия лежат осадочные и эффузивные породы нижнего девона. Эффузивная толща сложена дацитами и кварцевыми порфирами, кератофирами, андезитовыми порфиридами, туфами и туфопесчаниками, переслаивающимися с туффитами и алевролитами. Мощность этой толщи в различных участках меняется от 600 до 2000 м (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958; Раджабов, 1940).

Нижнепалеозойские структуры описываемой глыбово-складчатой зоны обычно имеют северо-восточное простирание, однако в ряде участков оно меняется на субмеридиональное и даже северо-западное. По-видимому, это связано с тем, что нижнепалеозойские структуры как бы облекают блок протерозойских пород. Такое торцовое сочленение протерозойских и нижнепалеозойских структур указывает, что уже начиная с нижнего палеозоя в области Срединного Тянь-Шаня существенную роль играли глыбовые движения. Весьма интенсивно глыбовая тектоника проявлялась в конце среднего девона, когда вся Чаткальская зона испытывала поднятие. В относительно опущенных блоках образовывались впадины типа межгорных, выполнявшиеся обломочным материалом, наплавывавшимся с несогласием на протерозой, нижний палеозой, силур и нижний девон. Состав средне-верхнедевонских отложений, выполнявших впадины в различных участках Чаткальской глыбово-складчатой зоны, несколько различен. На севере он имеет более грубообломочный характер, чем на юге, где он представлен песчаниками, алевролитами и карбонатными породами с маломощными прослоями эффузивов (Буртман, 1962).

Начавшееся в средне-верхнем девоне опускание отдельных блоков продолжалось в фамене, когда отлагались карбонатно-терригенные породы. Постепенно это опускание, по-видимому,хватило всю Чаткальскую зону, поскольку фаменские и нижнекарбоновые отложения, сохранившиеся в настоящее время лишь в отдельных впадинах и опущенных блоках, имеют довольно однородный карбонатный состав, иногда с примесью терригенного материала. Карбонатная толща достигает мощности 1500—2000 м в наиболее прогнутых частях, но период ее отложения в различных участках зоны был не одинаков. В восточной части зоны верхи карбонатной толщи имеют среднекарбоновый возраст, тогда как в юго-западной ее части в конце нижнего и в среднем карбоне опять началось поднятие, отложение мелководных терригенных осадков, излияние средних, а затем кислых эффузивов и внедрение массивов гранитоидов. Один из наиболее крупных массивов ограничивает Чаткальскую глыбово-складчатую зону на юго-западе.

Моголтауская глыбово-складчатая зона располагается на юго-западной оконечности Срединного Тянь-Шаня, далее на западе она перекрыта чехлом эпипалеозойской платформы, а на востоке — пермокарбоновыми вулканогенными отложениями наложенной внутренней впадины. Эта зона включает горы Моголтау и Кармазар и правобережье р. Ангрен. В ее строении принимают участие главным образом породы нижнего палеозоя, образующие ряд блоков, разделенных тектоническими контактами и массивами гранитоидов различного возраста. Нижнепалеозойские породы, мощность которых около 2000 м, представлены слабо метаморфизованными морскими терригенными отложениями, содержащими прослой основных эффузивов. К сожалению, имеются лишь отрывочные данные о возрасте этих отложений, известны находки ордовичской фауны в верхней части разреза (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958). На нижнем палеозое в горах Моголтау и на правобережье р. Ангрен с не-

согласием залегают эффузивы кислого и среднего состава, которые, по-видимому, также как и в Чаткальской зоне, относятся к нижнему девону и имеют мощность от 600 до 1500 м. С несогласием на нижнепалеозойских породах и нижнедевонских эффузивах лежат более молодые отложения, которые выходят в разобщенных участках. Они представлены непрерывным разрезом средне-верхнедевонских и нижнекарбонатовых карбонатных и карбонатно-терригенных пород, которые по своему характеру ближе разрезу девоно-нижнекарбонатовых отложений Южного Тянь-Шаня, чем более северных частей Срединного Тянь-Шаня, хотя мощность этих пород здесь невелика, всего около 1000 м (Абдуллаев, Аделунг и др., 1958). В восточной части зоны породы различного возраста перекрываются пермо-карбонатовыми эффузивно-молассовыми континентальными отложениями крупной наложенной впадины, краткое описание которых приводится ниже.

Приведенные описания трех глыбово-складчатых зон показывают, что их развитие проходило в общем сходно. Вероятно, в нижнем палеозое они представляли собой антиклинории, испытавшие поднятие после нижнепалеозойской складчатости. Дифференцированные опускания отдельных блоков, начавшиеся в среднем девоне, привели сначала к образованию впадин, выполнявшихся обломочным материалом, а затем к отложению на широкой площади карбонатных толщ верхнего девона и нижнего карбона.

Крупные перемещения по разломам, характерные для орогенного этапа развития Срединного Тянь-Шаня, привели к образованию описанных глыбово-складчатых зон преобладающих поднятий и вывели на поверхность не только нижнепалеозойские, но и протерозойские отложения.

Арысь-Угамская глыбово-складчатая зона относительно опусканий располагается между Чаткальской и Боролдай-Джебаглинской зонами преобладающих поднятий. Она охватывает юго-западный склон Большого Каратау (к северу от долины р. Арысь), горы Каракуз, Майдантальский и Угамский хребты. Восточная часть зоны ограничена Таласо-Ферганским разломом и приуроченным к нему крупным сложным приразломным массивом гранитоидов. Здесь зона имеет наименьшую ширину, всего около 40 км. В западном направлении она быстро расширяется, а вблизи меридиональных разломов, ограничивающих Каржантау-Кураминскую впадину, достигает ширины более 100 км. Северо-западное окончание Арысь-Угамской зоны перекрыто мощным покровом мезо-кайнозойских отложений платформенного чехла.

Наиболее распространенными отложениями в пределах Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны являются карбонатные породы нижнего карбона, значительно меньшим развитием пользуются породы фамена. Нижнепалеозойские и живетско-фаменские отложения выходят в средней части зоны в виде узкого широтного Майдантальского блока, ограниченного разломами. Нижнепалеозойские породы этого блока слабо изучены и на геологической карте не расчленены. Имеются данные, что они представлены главным образом терригенными фациями, сходными с разрезом нижнего палеозоя Боролдай-Джебаглинской зоны. На нижнем палеозое с несогласием и перерывом, продолжавшимся на протяжении всего силура, нижнего и части среднего девона, лежат живетско-франские кварцитовидные песчаники с горизонтом базальных конгломератов в основании. Этот Майдантальский блок нижнепалеозойских и живетско-франских отложений делит Арысь-Угамскую глыбово-складчатую зону на две части: южную (Угамскую) и северную (Арысскую). Границы Арысь-Угамской зоны обычно имеют тектонический или интрузивный характер. Только в отдельных отрезках устанавливаются стратиграфические контакты с подстилающими породами; это может служить указанием, что в верхнем девоне — нижнем карбоне эта часть Срединного Тянь-Шаня

представляла собой широкий геосинклинальный прогиб. Устанавливаются постепенные переходы от живетско-франских обломочных пород через появление в них прослоев карбонатного материала к терригенно-карбонатному разрезу фамена, а затем к карбонатным толщам нижнего карбона.

Эти породы смяты в широкие, иногда изометричные брахиформные складки с углами падения крыльев 20—40°. В ядрах брахиантиклиналей нередко выходят грубообломочные породы живетско-франского возраста (тюлькубашская свита), согласно перекрывающиеся глинисто-карбонатными породами фамена. Мощность фаменской толщи не велика, обычно 200—300 м, но иногда достигает 900 м. Согласно на фамене лежат породы турнейского и визейского возраста, пользующиеся наиболее широким распространением в пределах Арысь-Угамской зоны.

Вблизи границы с Боролдай-Джебаглинской зоной в разрезе отложений турне содержатся прослои алевролитов, песчаников и даже конгломератов, но при продвижении к югу они сменяются глинистыми известняками и доломитами, а затем чистыми известняками (Буртман, 1958, 1964). Визейская карбонатная толща на севере зоны также содержит примесь терригенного материала, количество которого к югу быстро уменьшается. Суммарная мощность карбонатной толщи достигает мощности 4000 м, причем в наиболее опущенных ее участках на породах визе лежат известняки намяра и даже среднего карбона.

По мнению некоторых исследователей, складчатые структуры, образованные фаменско-нижекарбовыми отложениями, формировались в результате дифференцированных перемещений по разломам отдельных блоков фундамента в период осадконакопления (Грум-Гржимайло, 1962). Особенно интенсивны эти движения были после нижнего карбона, когда начался общий подъем Срединного Тянь-Шаня и обособление глыбово-складчатых зон. В общем простые складчатые структуры Арысь-Угамской зоны осложнены большим количеством разломов типа сбросов, имеющих обычно меридиональное или северо-западное простирание, и, кроме того, субширотными надвигами со смещениями по ним до 10 км, редко более. Эти надвиги, особенно многочисленные в восточной части зоны, вблизи Таласо-Ферганского разлома значительно осложняют ранее сформированные структуры. Во фронтальных частях надвигов углы падения слоев становятся более крутыми, иногда они поставлены на головы или находятся в запрокинутом залегании; с удалением от фронтальной части углы быстро выполаживаются. Такой тип движений, не характерный для глыбовых дислокаций, по-видимому, связан со сдвиговыми перемещениями, происходившими по Таласо-Ферганскому сдвигу с конца палеозоя и в мезозое (Буртман, 1964; Додонова, 1962).

Из краткой характеристики главных структурных элементов западной части Срединного Тянь-Шаня видно, что в их формировании на протяжении всего палеозойского развития большую роль играли блоковые перемещения по разломам. Эти движения проявлялись как в процессе осадконакопления, так и в периоды крупных поднятий, когда накопление временно прекращалось. Глыбово-складчатые зоны преимущественных поднятий (Боролдай-Джебаглинская, Чаткальская и Моголтауская), по-видимому, были сформированы в нижнем палеозое как антиклинории. Последующие многократные глыбовые движения и перемещения отдельных блоков сильно нарушили их первичное строение. Большой интенсивности блоковые движения достигли в орогенном этапе, начиная с нижнего карбона, когда окончательно были сформированы описанные глыбово-складчатые зоны. На эти зоны накладывались внутренние впадины, характеристика которых дается ниже.

Внутренние впадины Срединного Тянь-Шаня представляют собой структуры, формировавшиеся в орогенный этап. Их заложение,

по-видимому, связано с образованием субмеридиональных или широтных разломов, как правило, ограничивающих эти впадины. Наиболее крупной внутренней впадиной является Каржантау-Кураминская, располагавшаяся на западной окраине Срединного Тянь-Шаня; к числу значительно более мелких впадин относятся Кассансайская и Гавасайская, расположенные в южной части Чаткальской глыбово-складчатой зоны, а также Машатская впадина, приуроченная к северной части Арысь-Угамской зоны. Таким образом, южная половина Каржантау-Кураминской впадины, Кассансайская и Гавасайская впадины наложены преимущественно на нижнепалеозойские терригенные отложения, а северная половина Каржантау-Кураминской и Машатская впадины — на карбонатные породы верхнедевонского-нижнекарбонового возраста, слагающие Арысь-Угамскую зону.

Верхнепалеозойские отложения, выполняющие впадины, представлены осадками молассового типа и главным образом наземными вулканогенными образованиями, достигающими в отдельных участках мощности 6000 м. Излияния лав и выбросы пирокластического материала происходили неоднократно, причем устанавливается синхронность вулканических излияний в пределах впадин с внедрением гранитоидных интрузий в пределах Моголтауской и Чаткальской зон.

Ниже дается описание крупной Каржантау-Кураминской впадины, где разрез верхнепалеозойских пород представлен наиболее полно.

Каржантау-Кураминская впадина находится в самой западной части Срединного Тянь-Шаня. Она прослеживается от северных отрогов хребта Каржантау (среднее течение р. Бадам) в субмеридиональном направлении через юго-западные отроги Чаткальского хребта (Ангренское плато) в Кураминские горы и горы Кармазар. Общая протяженность описываемой структуры 150—200 км при максимальной ширине обнаженной части в 80 км. Северной своей частью эта впадина наложена на карбонатные породы Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны, а южной частью — на Моголтаускую и Чаткальскую зоны, сложенные главным образом терригенными нижнепалеозойскими отложениями. Западная часть Каржантау-Кураминской впадины на большей ее части скрыта под кайнозойскими отложениями Ферганской впадины неотектонического этапа и чехлом эппалеозойской платформы (Сыр-Дарьинской синеклизы), а с востока она ограничена субмеридиональным разломом.

Наиболее распространенными отложениями, развитыми в пределах Каржантау-Кураминской впадины, являются вулканогенно-осадочные образования верхнего палеозоя (от верхов нижнего карбона до верхов перми или, может быть, низов триаса). Как уже упоминалось, область распространения этих верхнепалеозойских вулканогенных толщ обычно выделяется в Кураминскую структурно-фациальную зону.

На юге Каржантау-Кураминской впадины из-под вулканогенно-осадочных толщ в отдельных разобщенных участках выходят подстилающие породы, слагающие обрывки нижнепалеозойских структур на продолжении Моголтауской и Чаткальской зон, а на севере — более молодые структуры Арысь-Угамской зоны. Осадочно-вулканогенные толщи представляют собой чередование преимущественно континентальных осадочных пород, лав и пирокластических образований различного состава. Большие трудности вызывает стратиграфическое расчленение этих наземных вулканогенных и осадочных отложений в связи с их локальным распространением и непостоянством состава отдельных горизонтов. Стратиграфические схемы, принятые на Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии (Решения..., 1959), не вполне разрешают те многочисленные вопросы, которые возникают при сопоставлении стратиграфических разрезов вулканогенных пород отдельных

участков (Васильковский, 1952; Карпова, 1953а, б; 1959; Каждан и Кушнарев, 1958).

Наиболее древними эффузивными породами вулканогенно-осадочного комплекса Каржантау-Кураминской впадины являются пироксен-плагиоклазовые порфириты верхов визе, выделенные в аркутсайскую свиту, имеющую мощность около 200 м. На визейских отложениях с базальными конгломератами в основании лежит свита уя, нижняя часть которой, сложенная известняками и песчаниками, относится к намюру, а средняя и верхняя части, имеющие соответственно туфогенный и вулканогенный состав, — к башкирскому ярусу среднего карбона (Васильковский, 1952; Решения совещания по стратиграфическим схемам, 1959).

Одновременно с отложением средней части свиты уя, развитой главным образом в северной части впадины (бассейн р. Угам), в западных отрогах Чаткальского хребта (Ангренское плато) и в Кураминских горах, формировалась минбулакская вулканогенная свита, состоящая из андезито-дацитовых порфиритов, дацитовых порфиров и их туфов. Верхняя часть свиты уя верхнебашкирского возраста состоит из трахитовых порфиров и андезитовых порфиритов. Она имеет довольно ограниченное распространение и небольшую мощность (150 м).

Мощная толща андезито-дацитовых порфиритов и дацитовых порфиров, выделяемая под названием акчинской свиты, распространена главным образом на юге Ангренского плато (западные отроги Чаткальского хребта) и в западной половине Кураминских гор, а в горах Каржантау пользуется ограниченным развитием. Она несогласно залегает на нижнекарбоновых известняках и отложениях нижнего палеозоя с базальными конгломератами в основании и достигает мощности 2000 м (при минимальной 500 м). В настоящее время принят ее среднекарбонный возраст — московский ярус (Решения совещания по стратиграфическим схемам Средней Азии, 1959), тогда как ранее ее относили к низам верхнего карбона (Васильковский, 1952).

Надакская свита (Решения совещания по стратиграфическим схемам, 1959), ранее не выделявшаяся Н. П. Васильковским, залегает несогласно с базальными конгломератами на акчинской свите и, так же как и вышележащая оясайская свита, имеет более кислый состав, меняющийся вверх по разрезу от дацитовых порфиров к кварцевым и липаритовым порфирам. Общая мощность этих свит, по-видимому, составляет значительно более 3000 м. Надакская свита, имеющая средне-верхнекарбонный возраст, в нижней части содержит много прослоев песчаников и туффитов, количество которых уменьшается вверх по разрезу. Верхнекарбонная оясайская свита ложится с перерывом и с горизонтом конгломератов на надакскую свиту и имеет преимущественно вулканогенный состав. В ней присутствуют довольно значительные горизонты туфолав, указывающих на центральный характер извержений. Нередко эту толщу секут неки, являвшиеся подводными каналами. Участки распространения надакской и оясайской свит перемежаются относительно распространения свиты уя в центральную часть Ангренского плато и Кураминских гор, а в Каржантау они почти не развиты.

После некоторого перерыва началась новая фаза вулканической деятельности, в результате которой накапливалась пермская вулканогенная толща. Она не имеет столь широкого распространения как средне- и верхнекарбонные толщи, развита главным образом в северной части зоны — в горах Каржантау, значительно меньше в Кураминском хребте, причем отсутствует на его западном склоне.

Пермская вулканогенная толща делится на две свиты, из которых нижняя — шурабсайская включает липаритовые, фельзитовые и дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и альбитофиры, переслаивающиеся с конгломератами, песчаниками, песчанистыми сланцами и извест-



няками. Количество осадочных пород, входящих в состав свиты, уменьшается, а мощность эффузивов увеличивается в северо-восточном направлении и достигает 1500 м. В этой толще эффузивов залегают многочисленные мелкие гипабиссальные тела гранитового, сиенитового, монцонитового и диоритового состава, по-видимому, представляющие собой неки и жерловые фации этой эффузивной толщи. Х. М. Абдуллаев, А. С. Аделунг и др. (1958) выделяют их в комплекс малых интрузий.

В бассейне р. Бадам (северная часть хр. Каржантау) Е. Д. Карповой (1957) описана своеобразная толща щелочных вулканогенных пород трахиандезитового состава, которая ею была выделена в самостоятельную бадамскую свиту того же нижнепермского возраста. Нижняя часть свиты сложена туфами и палеогнимбридами трахилипаритового и трахидацитового состава, а верхняя — щелочными трахитовыми порфирами, трахиандезитовыми порфиритами, эпилейцитовыми пошонитовыми порфиритами и т. д. К этой толще приурочены гипабиссальные тела фonoлитов и латитов. Щелочные эффузивы бассейна р. Бадам наложены на брахисинклинальную складку, крылья которой сложены карбонатными породами нижнего карбона; между ними и эффузивами устанавливается несогласие. К югу от бассейна р. Бадам толща щелочных эффузивов, по-видимому, не прослеживается, однако в связи с тем, что ранее Н. П. Васильковский не выделял их в составе шурасайской свиты, весьма возможно, что и в других участках щелочные эффузивы могут быть обнаружены. В решениях Совещания по унифицированным стратиграфическим схемам Средней Азии (1959) щелочные эффузивы нижнепермского возраста также не нашли своего места в стратиграфической схеме, принятой для Чаткало-Нарынской зоны.

Вышележащая равашская свита ложится с несогласием на шурбайские эффузивы и прорывающие их гипабиссальные диориты и сиенито-диориты, а также на нижекарбоновые известняки. Нижняя ее часть имеет нижнепермский возраст, а верхняя относится уже к верхней перми. Она представлена конгломератами, песчаниками и туффитами с растительными остатками, лавами и туфами основного и кислого состава общей мощностью до 1000 м.

Разрез вулканогенной толщи завершается кызылнуринской свитой, нижняя часть которой относится к верхней перми, а верхняя, возможно, к нижнему триасу (?). Эта свита снова имеет кислый состав и представлена липаритовыми порфирами и их туфолавами общей мощностью около 1000 м. Кызылнуринские эффузивы и их интрузивные аналоги размещаются вблизи крупных тектонических нарушений южной половины впадины — на Ангренском плато и в западной части Кураминского хребта, а в северной части Каржантау-Кураминской впадины они не установлены. Локальное развитие отдельных свит вулканогенной толщи связано с тем, что большая часть излияний происходила, по-видимому, из аппаратов центрального типа.

Недостаточная изученность, а также обычные трудности в стратификации вулканогенных толщ, привели к тому, что строение Каржантау-Кураминской впадины до сих пор остается неясным. Имеются отрывочные данные, что вулканогенно-осадочные отложения сложены в пологие брахискладки с углами падения крыльев порядка 20—30° и менее. Как правило, вулканические аппараты располагаются вблизи тектонических нарушений, и структуры, выполненные вулканогенным материалом, имеют максимальные мощности в участках, прилегающих к этим нарушениям. Суммарная мощность всей вулканогенной толщи вблизи Каржантау-Кураминского разлома достигает 6000 м.

Гавасайская впадина располагается в юго-западной части Чаткальской глыбово-складчатой зоны, в 20 км к востоку от южной части Каржантау-Кураминской впадины. Она вытянута в северо-запад-

ном направлении и приурочена к системе разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Впадина выполнена морскими и континентальными осадочно-вулканогенными отложениями верхнекарбонного и пермского возраста. Среди эффузивов Гавасайской впадины устанавливаются свиты, аналогичные свитам Каржантау-Кураминской впадины, в которых наблюдаются изменения состава от андезитов к липарито-дацитам.

Кассансайская впадина располагается в южной части Чаткальской зоны. Она имеет широтное простирание и приурочена к разлому того же направления, проходящему параллельно Северо-Ферганскому межзональному разлому, разделяющему Срединный и Южный Тянь-Шань. Впадина наложена на докембрийские и нижнепалеозойские породы, а также на нижнедевонские эффузивы. В разрезе отложений, выполняющих эту впадину, преобладают пермские терригенные осадочные породы молассового типа, переслаивающиеся с горизонтами лав и пирокластических образований кислого состава повышенной щелочности. В послепермское время докембрийские гнейсы оказались надвинутыми на отложения впадины.

Машатская впадина расположена в пределах северной части Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны и находится в 50 км к северу от северной оконечности Каржантау-Кураминской впадины. Она наложена на мощную карбонатную толщу визе и намюра. С востока Машатская впадина ограничена субмеридиональным надвигом, по которому на нее надвинуты породы визе.

Эффузивные породы, выполняющие впадину, представлены своеобразными щелочными базальтоидами и трахиандезитами (Орлова, 1959), выделенными нами в даубабинскую свиту<sup>1</sup>. Ее пермокарбонный возраст устанавливается на основании геологических взаимоотношений и определений абсолютного возраста. Эта эффузивная толща Е. Д. Карповой на металлогенической карте выделена в самостоятельный западно-таласский комплекс щелочных базальтоидов, стоящий особняком от всех других комплексов эффузивных пород Срединного Тянь-Шаня. В стратиграфической схеме, принятой на Совещании по разработке стратиграфических схем Средней Азии (1959), она не получила своего места, возможно, потому, что была отнесена к основным эффузивам равашской свиты.

По своему структурному положению и возрасту щелочные породы даубабинской свиты близки пермским эффузивам Каржантау-Кураминской впадины; особенно они сходны с трахиандезитами р. Бадам, описанными Е. Д. Карповой (1957), хотя имеют по сравнению с последними более основной состав.

### **Интрузивные комплексы и их структурное положение**

Вопросам интрузивного магматизма и металлогении Тянь-Шаня в целом и отдельных зон, выделяемых в его пределах, посвящено большое количество работ отдельных исследователей и целых коллективов. К наиболее важным относятся работы Х. М. Абдуллаева, Н. П. Васильковского, Я. С. Висневского, Е. М. Головина, Е. Н. Горечкой, Д. Н. Елютина, И. М. Исамухамедова, Т. Н. Ивановой, Е. Д. Карповой, В. А. Николаева, Б. И. Омеляненко, К. Д. Помазкова, Ф. Ш. Раджабова и многих других.

Одним из самых плодотворных направлений в изучении магматизма и металлогении Тянь-Шаня является выдвинутое В. А. Николаевым исто-

<sup>1</sup> В последующих разделах дается более детальное описание щелочных пород даубабинской свиты, так же как и их интрузивных аналогов — щелочных габброидов.

рико-геологическое направление, на основе которого выявляется специфика различных периодов тектоно-магматического развития. Она проявляется в различных магматических формациях и металлогенических комплексах, свойственных тому или иному этапу геологического развития области. Работы, проводившиеся в этом направлении, позволили выделить в пределах Тянь-Шаня большое количество разновозрастных магматических формаций и подформаций, характеризующихся своей металлогенической специализацией.

Давать подробную характеристику отдельных формаций магматических пород в данной работе излишне, поскольку это прекрасно сделано в трудах Х. М. Абдуллаева и др. (1958, 1959), Н. П. Васильковского (1952), Е. М. Головина (1949), Е. Н. Горюхой (1961), Е. Д. Карповой (1953а, 1953б, 1958, 1959), Т. М. Мацокиной-Воронич и Ф. Ш. Раджабова (1958), В. А. Николаева (1930а, 1944) и других авторов. Ниже будет кратко рассмотрено развитие палеозойского магматизма в западной части Срединного Тянь-Шаня, чтобы выяснить место магматических комплексов различного возраста в истории геологического развития и структуре района (Молчанова, 1965).

Как видно из предыдущего раздела, в нижнем палеозое магматическая деятельность в пределах описываемой части Тянь-Шаня до последнего времени не устанавливалась, однако появляются данные о существовании в Срединном Тянь-Шане отдельных массивов досилурийских гранитов (Зубцов и Зубцова, 1963). Интрузивная деятельность в среднем палеозое, по-видимому, была довольно значительной, поскольку появляется все больше данных о наличии каледонских гранитоидов, гальки которых устанавливаются в конгломератах и в эффузивах нижнедевонского-эйфельского возраста, пользующихся значительным распространением в ряде участков Моголтауской и Чаткальской зон. Вероятно часть массивов, относимых к верхнему палеозою, имеет более древний возраст. Тем не менее, в среднем палеозое магматическая деятельность не достигала того размаха, который она получила в верхнем палеозое.

Как уже отмечалось выше, в период формирования карбонатной толщи верхнедевонского-нижнекарбонового возраста в Срединном Тянь-Шане отсутствовали эффузивы основного состава, так же как и интрузии габброперидотитов, развитые в Южном Тянь-Шане.

Первые проявления магматической деятельности, связанной с верхнепалеозойской складчатостью, отмечаются в самых верхах нижнего карбона в виде маломощной толщи аркутсайских андезитовых порфиритов и связанных с ними интрузивных пластовых тел того же состава. В среднем и верхнем карбоне, в период наиболее сильных поднятий Срединного Тянь-Шаня, магматическая деятельность достигла наибольшей интенсивности. В это время наряду с мощными излияниями эффузивов среднего и кислого состава, происходившими лишь в пределах крупной внутренней впадины (Каржантау-Кураминской), в Моголтауской и Чаткальской глыбово-складчатых зонах образовались массивы гранитоидов до 1000 кв. км площадью, которые обычно представляют собой крутонаклонные интрузивы, а иногда плоские межформационные тела.

В нижней и верхней перми, в заключительный этап проявления верхнепалеозойской складчатости, магматическая деятельность в Срединном Тянь-Шане сильно сократилась. Поднятие магмы в это время происходило по разломам, главным образом ограничивающим внутренние впадины, и в одних случаях она достигала поверхности, образуя крупные вулканические постройки, а в других — застывала на глубине в виде мелких штоков, лакколитоподобных тел, интрузивных залежей и даек.

Х. М. Абдуллаев (1958) средне-верхнекарбоновый магматический этап выделяет как «батолитовый», а пермский — как этап «малых порфировых интрузий». С точки же зрения исторического процесса форми-

рования Срединного Тянь-Шаня первые гранитоиды следует отнести к первой стадии орогенного этапа, тогда как вторые — ко второй стадии этого этапа.

Среднекарбоновые гранодиориты слагают наиболее крупные массивы Срединного Тянь-Шаня. Они приурочены к Моголтауской и Чаткальской зонам и не встречаются в пределах Арысь-Угамской зоны. Самыми крупными из них являются Чаткало-Кураминский массив, расположенный в юго-западной части Чаткальской зоны, и Карамазарский массив — в Моголтауской зоне.

Среднекарбоновые массивы гранодиоритов представляют собой сложные интрузии, среди которых преобладают гранодиориты, но встречаются как основные разновидности состава габбродиорита или диорита, так в небольшом количестве и кислые — граниты. Габбродиориты и диориты являются гибридными, образовавшимися в результате ассимиляции гранитной магмой вмещающих пород (Абдуллаев и др., 1958); в связи с этим их вряд ли следует выделять как первую фазу внедрения гранитной магмы, поскольку формирование их происходило, по-видимому, *in situ*, при непосредственной реакции магмы с боковыми породами.

К главной фазе внедрения относятся гранодиориты карамазарского комплекса, слагающие наиболее крупные массивы Срединного Тянь-Шаня. Это равномернозернистые или порфировидные розовато-серые породы, в которых содержание цветных компонентов достигает 15% (биотит и роговая обманка), а кварца — около 20%. Преобладающим минералом в них является кислый или средний плагиоклаз; количество калиевого полевого шпата в порфировидных разновидностях достигает 30%. Здесь последний слагает крупные выделения (до 10 см в поперечнике), образовавшиеся, по-видимому, в результате автометасоматоза или наложенного более позднего метасоматоза.

Верхнекарбоновые граниты слагают многие массивы в Срединном Тянь-Шане, которые, однако, не достигают таких крупных размеров, как предыдущие. Верхнекарбоновые граниты развиты не только в Моголтауской и Чаткальской зонах, но также и в пределах Арысь-Угамской зоны, которая к этому времени также уже представляла поднятую область. Они слагают Майдантальский массив в южной части Арысь-Угамской зоны, несколько массивов на севере Чаткальской зоны и, по-видимому, часть Приразломного массива, вытянутого вдоль Таласо-Ферганского разлома, и ряд других.

К гранитоидам этого комплекса относят гранодиориты, нормальные граниты и граниты повышенной кислотности и щелочности, обогащенные калием, близкие к аляскитам. Из всех перечисленных разновидностей наиболее распространены граниты нормального ряда, выделяемые в арашанский комплекс (Васильковский, 1952; Абдуллаев и др., 1958), или чаткальский, по Е. Д. Карповой (1958). Это светло-розовые или почти белые крупнозернистые, часто порфировидные породы, иногда приобретающие красноватую окраску. Они содержат 35% кварца, примерно равное количество кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата и всего 3—5% биотита.

Гранодиоритовые разновидности гранитоидов этого возраста, обычно выделяемые в так называемый кызылсайский комплекс, имеют относительно ограниченное распространение и, как правило, слагают апикальные части гранитных массивов арашанского типа, реже дают самостоятельные более мелкие массивы. Наиболее крупными являются Сусингенский массив гранодиоритов, расположенный в южной половине Арысь-Угамской зоны — в северном крыле брахисинклинали, выполненной намюрскими и среднекарбоновыми породами. В отличие от гранодиоритов карамазарского типа, кызылсайские гранодиориты постоянно

содержат округлые зерна кварца, хорошо видимые невооруженным глазом, и заметно большее количество биотита, который иногда почти полностью вытесняет роговую обманку. Среди гранитоидов верхнекарбонного возраста отсутствуют более основные разновидности состава диоритов, а также кварцевых диоритов, широко развитые в карамазском типе.

Аляскитовые граниты не выделяются в самостоятельные массивы, а связаны постепенными переходами с арашанскими гранитами, отличаясь от последних почти полным отсутствием цветных минералов и преобладанием калиевого полевого шпата над кислым плагиоклазом.

Гранитоиды нижнепермского возраста представлены многочисленными мелкими интрузивными телами весьма разнообразного состава, размер которых не превышает первых десятков квадратных километров. Как уже говорилось выше, эти тела имеют довольно ограниченное распространение и развиты преимущественно в пределах или вблизи внутренних впадин и тесно связаны с эффузивами того же возраста.

К интрузивным гранитоидам относятся куюндинские гранодиориты и граниты, лейкократовые субщелочные шайданские граниты, гушсайские гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры и необычайно пестрая группа пород повышенной основности и щелочности, выделяемых в чорух-дайронский и алмалыкский комплексы (Абдуллаев и др., 1958; Васильковский, 1952; Горещкая, 1961; Карпова, 1958, 1959). К числу пород последних двух комплексов относят гранодиориты, монзониты, сиенитодиориты и различные сиениты. Повышенная основность и щелочность этих пород Х. М. Абдуллаевым и Н. П. Васильковским объясняется ассимиляцией гранитной магмой карбонатных толщ девона и нижнего карбона. Е. Д. Карпова и некоторые другие исследователи считают, что породы чорух-дайронского типа являются относительно более древними, чем шайданские граниты и гушсайские гранит-порфиры. Однако в связи с территориальной разобщенностью и отсутствием наблюдений о взаимных пересечениях и с тем, что все они имеют нижнепермский возраст, выделение их в более раннюю группу не вполне убедительно. Судя по данным Н. П. Васильковского, лейкократовые субщелочные граниты шайданского и гушсайского комплексов развиты в пределах южной части Каржантау-Кураминской впадины, наложенной на Моголтаускую и Чаткальскую зоны, прорывают главным образом терригенные породы нижнего палеозоя. Массивы пород повышенной основности и щелочности (алмалыкские и чорух-дайронские) залегают обычно в контакте с карбонатными породами, так же как трахиандезиты и связанные с ними субэффузивные латиты р. Бадам, которые, по данным Е. Д. Карповой (1957), расположены в контакте с карбонатными породами карбона.

Гранитоиды верхнепермского или нижнетриасового возраста являются самыми молодыми проявлениями палеозойской интрузивной деятельности, связанной с заключительным этапом тектонической активности области. Они представлены крупными и мелкими субвулканическими телами кварцевых порфиров, переходящих в гранит-порфиры. Эти тела тесно связаны с эффузивами липаритового состава, развитыми вдоль восточной окраины южной половины Каржантау-Кураминской впадины. Кроме того, к этому же возрасту, по-видимому, относятся многочисленные дайки разнообразного состава (Васильковский, 1952; Абдуллаев и др., 1958).

### **Петрохимическая характеристика магматических пород**

Как видно из краткого описания эффузивных и интрузивных пород западной части Срединного Тянь-Шаня, преобладающее большинство магматических пород верхнепалеозойского возраста представлено произ-

водными гранитной магмы. При сопоставлении данных химических анализов интрузивных и эффузивных пород (табл. 1) одного возраста устанавливается большая близость составов синхронных эффузивных и интрузивных проявлений, что говорит о существовании на протяжении всего верхнего палеозоя единого магматического очага, из которого они образовались.

К ранней фазе проявления магматизма относятся излияния порфиров аркутсайской свиты намюра и внедрение их интрузивных аналогов, состав которых близок среднему составу диоритов по Р. Дели, но отличается от него несколько повышенной основностью и щелочностью, а также некоторой пересыщенностью глиноземом, в связи с чем на векторной диаграмме (фиг. 4) векторы этих пород на проекции  $sa$  повернуты влево. На диаграмме классификации химических составов изверженных пород по А. Н. Заварицкому по параметрам  $Q$  и  $a/c$  (фиг. 5) намюрские порфириты попадают в класс пород, насыщенных или слабо пересыщенных  $SiO_2$ , к которому относятся диориты и андезит-базальты.

В главную фазу магматической деятельности изливались эффузивы свиты уя, минбулакской и акчинской свит, а также внедрялись массивы гранодиоритов карамазарского типа средне-верхнекарбонового возраста, состав которых близок среднему составу андезитов и андезито-дацитов или гранодиоритов. На диаграмме классификации химических составов они попадают главным образом в класс пород, пересыщенных  $SiO_2$ . Во многих разновидностях также наблюдается несколько повышенное содержание щелочей относительно среднего состава по Р. Дели, а на векторной диаграмме векторы повернуты влево, что говорит о пересыщенности их глиноземом.

Более поздние верхнекарбоновые магматические породы главной фазы имеют уже более кислый состав; так, эффузивы оясайской свиты близки липаритам, а арашанские граниты занимают промежуточное положение между гранитом и аляскитом, отличаясь от гранитов несколько большей кислотностью, щелочностью и глиноземистостью (коэффициент  $a'$ ).

В целом, породы ранней и главной фазы принадлежат к гранитному ряду, обогащенному глиноземом, и достаточно хорошо ложатся на единую вариационную линию, показывающую общий ход дифференциации гранитного магматического очага. Она имеет почти вертикальное положение, указывающее на постепенное возрастание кислотности при сохранении почти той же щелочности. Только наиболее молодые гушсайские и шайданские граниты ( $P_1$ ), близкие к аляскитам, обладают несколько повышенной щелочностью.

В отличие от карбоновых гранитоидов ранней и главной фаз, нижние и верхнепермские породы заключительного этапа имеют пестрый петрографический состав и не могут быть объединены соответствующей вариационной линией. В различных участках Каржантау-Кураминской впадины одновременно происходили излияния и внедрения пород весьма различного состава, варьирующие от сильно пересыщенных  $SiO_2$  и богатых щелочами фельзитовых порфиров ( $Q = 44,8$ ;  $a/c = 16,0$ ) до слабо насыщенных  $SiO_2$  пироксеновых порфиритов р. Бадам, близких к трахибазальтам ( $Q = -5,6$ ;  $a/c = 6,4$ ), или от лейкократовых шайданских гранитов ( $Q = 39,6$  и  $a/c = 10,8$ ) до гранодиоритов Чорух-Дайрона ( $Q = 19,0$ ;  $a/c = 2,0$ ) и даже габбросиенитов Алмалыка ( $Q = -4,2$ ;  $a/c = 4,6$ ) (фиг. 4).

При сравнении пород нижнепермского и верхнепермского возраста не устанавливается сколько-нибудь заметного закономерного изменения состава магматического расплава во времени: среди верхнепермских равашских эффузивов преобладают более основные разности, чем главная часть шурабсайских эффузивов (нижняя пермь), а шайдан-

Таблица 1

Средний химический состав (в %) верхнепалеозойских магматических пород Среднего Тянь-Шаня \*

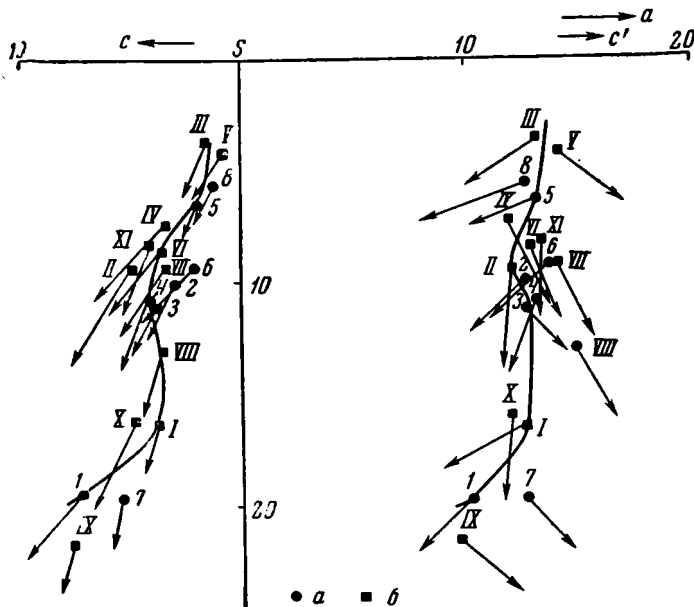
| №<br>п/п           | Порода                                                                  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O |
|--------------------|-------------------------------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|
| Эффузивные породы  |                                                                         |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |
| 1                  | Аркутская свита, порфириды (C <sub>1</sub> )                            | 50,80            | 0,88             | 21,40                          | 4,91                           | 4,18 | 0,10 | 2,79 | 5,70  | 2,18              | 3,34             |
| 2                  | Свита уя (C <sub>2</sub> )                                              | 64,27            | 0,46             | 15,81                          | 2,55                           | 3,30 | 0,03 | 1,30 | 2,69  | 3,60              | 2,95             |
| 3                  | Минбулакская свита (C <sub>2</sub> )                                    | 61,71            | 0,54             | 16,11                          | 2,86                           | 3,69 | 0,09 | 1,30 | 4,65  | 3,84              | 2,69             |
| 4                  | Акчинская свита (C <sub>2</sub> )                                       | 61,41            | 0,36             | 16,76                          | 3,07                           | 3,33 | 0,07 | 2,04 | 3,53  | 4,10              | 2,50             |
| 5                  | Ойсайская свита (C <sub>3</sub> )                                       | 69,73            | 0,28             | 14,74                          | 2,02                           | 1,93 | 0,05 | 0,44 | 1,63  | 3,79              | 3,60             |
| 6                  | Шурабсайская свита (P <sub>1</sub> )                                    | 65,16            | 0,33             | 15,75                          | 3,00                           | 1,63 | 0,05 | 1,30 | 2,02  | 3,64              | 3,92             |
| 7                  | Равашская свита (P <sub>2</sub> )                                       | 50,92            | 1,23             | 16,68                          | 5,90                           | 5,23 | 0,13 | 2,51 | 7,51  | 4,28              | 1,68             |
| 8                  | Кзылнуринская свита (P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub> ?)                  | 73,46            | 0,04             | 14,06                          | 1,62                           | 0,67 | 0,04 | 0,62 | 1,25  | 3,74              | 3,32             |
| Интрузивные породы |                                                                         |                  |                  |                                |                                |      |      |      |       |                   |                  |
| I                  | Интрузивный порфирит (C <sub>1</sub> )                                  | 58,44            | 0,65             | 19,83                          | 2,59                           | 4,07 | 0,14 | 2,11 | 3,20  | 4,15              | 2,31             |
| II                 | Гранодиориты карамазарского типа (C <sub>2-3</sub> )                    | 63,35            | 0,55             | 15,54                          | 1,93                           | 2,78 | 0,06 | 2,52 | 4,01  | 2,90              | 3,67             |
| III                | Граниты арашанского типа (C <sub>3</sub> )                              | 73,82            | 0,18             | 13,60                          | 1,34                           | 1,03 | 0,04 | 0,46 | 1,47  | 4,26              | 2,73             |
| IV                 | Гранодиориты кзылсайского типа (C <sub>3</sub> )                        | 67,05            | 0,52             | 14,38                          | 1,65                           | 2,16 | 0,02 | 1,52 | 4,06  | 2,92              | 3,90             |
| V                  | Граниты и субщелочные граниты шайданского типа (P <sub>1</sub> )        | 73,65            | 0,15             | 12,60                          | 1,03                           | 1,47 | 0,04 | 0,56 | 1,56  | 4,64              | 3,24             |
| VI                 | Граниты и гранодиориты куюндинского типа (P <sub>1</sub> )              | 64,79            | 0,41             | 15,40                          | 2,48                           | 2,44 | 0,0  | 1,58 | 4,04  | 3,46              | 3,70             |
| VII                | Гранодиориты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                            | 63,49            | 0,58             | 15,79                          | 2,22                           | 2,56 | 0,14 | 1,82 | 4,56  | 4,22              | 3,29             |
| VIII               | Монцониты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                               | 60,23            | 0,70             | 16,27                          | 1,69                           | 4,58 | 0,13 | 2,56 | 5,04  | 5,08              | 2,42             |
| IX                 | Габбродиориты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                           | 50,78            | 0,58             | 19,94                          | 7,46                           | 2,31 | 0,10 | 3,16 | 11,74 | 3,30              | 1,31             |
| X                  | Сиениты Алмалыка                                                        | 55,77            | 0,89             | 15,41                          | 5,60                           | 3,40 | 0,06 | 3,51 | 4,76  | 3,07              | 3,39             |
| XI                 | Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры гушсайского типа (P <sub>2</sub> ) | 64,38            | 0,32             | 16,07                          | 3,46                           | 2,26 | 0,04 | 1,67 | 3,71  | 4,18              | 2,54             |

\* Данные анализов взяты из работы Н. П. Васильковского (1952), вычисления числовых характеристик исправлены автором.

Таблица 1 (продолжение)

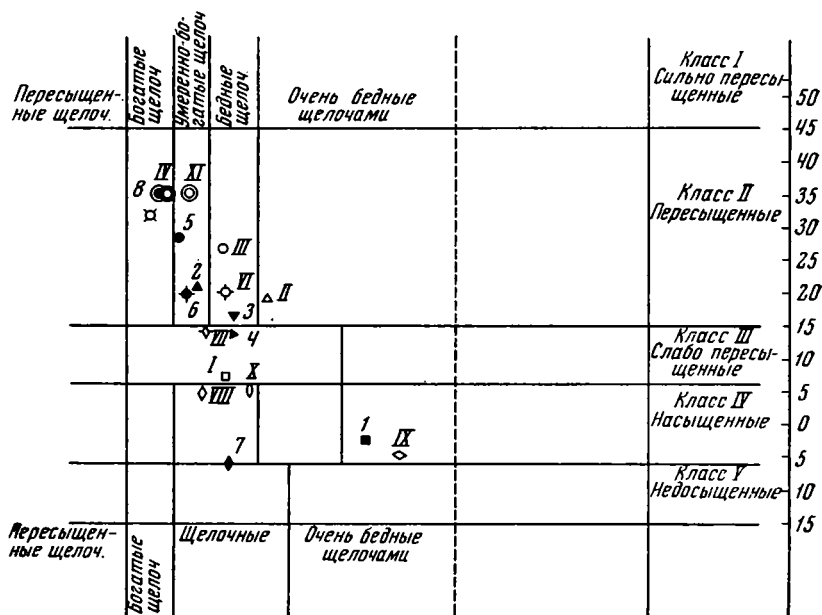
| №<br>п/п           | Порода                                                                 | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому |     |      |      |     |     |     |    |      |       |      | Примечания                                |
|--------------------|------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|-----|-----|-----|----|------|-------|------|-------------------------------------------|
|                    |                                                                        | a                                            | c   | b    | s    | a'  | f'  | m'  | c' | n    | Q     | a/c  |                                           |
| Эффузивные породы  |                                                                        |                                              |     |      |      |     |     |     |    |      |       |      |                                           |
| 1                  | Аркутсайская свита, порфирит (C <sub>1</sub> )                         | 10,3                                         | 7,5 | 19,3 | 62,1 | 29, | 45, | 26, | —  | 53,0 | — 2,3 | 1,37 | —                                         |
| 2                  | Свита уя (C <sub>2</sub> )                                             | 12,4                                         | 3,3 | 10,1 | 74,2 | 25  | 53  | 22  | —  | 64,4 | +20,3 | 3,8  | Среднее из 3 анализов                     |
| 3                  | Минбулакская свита (C <sub>2</sub> )                                   | 12,5                                         | 4,2 | 11,0 | 72,3 | —   | 57  | 21  | 22 | 67,8 | +15,3 | 3,0  | Среднее из 6 анализов                     |
| 4                  | Акчинская свита (C <sub>2</sub> )                                      | 13,0                                         | 4,3 | 10,7 | 72,0 | 12  | 55  | 33  | —  | 70,9 | +13,7 | 3,0  | Среднее из 16 анализов                    |
| 5                  | Оясайская свита (C <sub>3</sub> )                                      | 13,3                                         | 2,0 | 6,3  | 78,1 | 34  | 54  | 12  | —  | 61,6 | +28,2 | 6,7  | Среднее из 7 анализов                     |
| 6                  | Шурабсайская свита (P <sub>1</sub> )                                   | 13,7                                         | 2,4 | 9,2  | 74,7 | 29  | 47  | 24  | —  | 58,5 | +19,6 | 5,7  | Среднее взвешенное                        |
| 7                  | Равашская свита (P <sub>2</sub> )                                      | 12,6                                         | 5,6 | 19,4 | 62,4 | —   | 55  | 24  | 21 | 79,0 | — 6,0 | 2,3  | Среднее из 4 анализов                     |
| 8                  | Кзылнуринская свита (P <sub>2</sub> —T <sub>1</sub> ?)                 | 12,5                                         | 1,4 | 5,7  | 80,5 | 48  | 34  | 18  | —  | 63,1 | +35,0 | 8,9  | Среднее из 7 анализов                     |
| Интрузивные породы |                                                                        |                                              |     |      |      |     |     |     |    |      |       |      |                                           |
| I                  | Интрузивный порфирит (C <sub>1</sub> )                                 | 12,5                                         | 3,9 | 16,1 | 67,5 | 39  | 39  | 22  | —  | 73,6 | + 6,1 | 3,2  | —                                         |
| II                 | Гранодиориты карамазарского типа (C <sub>2-3</sub> )                   | 12,0                                         | 5,0 | 9,2  | 73,8 | —   | 47  | 47  | 6  | 55,2 | +18,6 | 2,4  | Среднее из 15 анализов                    |
| III                | Граниты арашанского типа (C <sub>3</sub> )                             | 13,2                                         | 1,6 | 3,8  | 81,4 | 28  | 52  | 20  | —  | 68,5 | +34,8 | 8,2  | Среднее из 18 анализов                    |
| IV                 | Гранодиориты кзылсайского типа (C <sub>3</sub> )                       | 12,1                                         | 3,6 | 7,2  | 77,1 | —   | 48  | 36  | 16 | 53,4 | +26,4 | 3,4  | —                                         |
| V                  | Граниты и субщелочные граниты шайданского типа (P <sub>1</sub> )       | 14,2                                         | 1,0 | 4,1  | 80,7 | —   | 46  | 22  | 32 | 65,8 | +32,0 | 14,2 | Среднее из 10 анализов                    |
| VI                 | Граниты и гранодиориты куюндинского типа (P <sub>1</sub> )             | 12,9                                         | 3,9 | 8,3  | 74,9 | —   | 55  | 32  | 13 | 58,5 | +20,1 | 3,3  | Среднее из 17 анализов                    |
| VII                | Гранодиориты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                           | 14,1                                         | 3,6 | 9,1  | 73,2 | —   | 49  | 34  | 17 | 66,0 | +14,6 | 3,9  | Среднее из 9 анализов (входит в графу VI) |
| VIII               | Монцониты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                              | 14,7                                         | 3,6 | 12,9 | 68,8 | —   | 46  | 34  | 20 | 76,6 | + 4,6 | 4,1  | Среднее из 3 анализов                     |
| IX                 | Габбродиориты Чорух-Дайрона (P <sub>1</sub> )                          | 9,5                                          | 7,8 | 21,5 | 61,2 | —   | 47  | 24  | 29 | 79,0 | — 4,4 | 1,2  | Среднее из 2 анализов                     |
| X                  | Слениты Алмалыка                                                       | 12,2                                         | 4,7 | 16,0 | 67,1 | —   | 52  | 39  | 9  | 57,9 | + 5,1 | 2,6  | Среднее из 9 анализов                     |
| XI                 | Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры гушайского типа (P <sub>2</sub> ) | 13,1                                         | 4,3 | 8,2  | 74,4 | —   | 62  | 35  | 3  | 71,5 | +18,3 | 4,0  | Среднее из 6 анализов                     |





Фиг. 4. Векторная диаграмма химических составов магматических пород западной части Срединного Тянь-Шаня (по А. Н. Заварицкому).

*a* — эффузивные породы: 1 — порфириды аркутсайской свиты ( $C_1$ ); 2 — породы свиты уя ( $C_2$ ); 3 — породы минбулакской свиты ( $C_2$ ); 4 — породы акчинской свиты ( $C_2$ ); 5 — породы оясайской свиты ( $C_3$ ); 6 — породы шурабсайской свиты ( $P_1$ ); 7 — породы равашской свиты ( $P_1-P_2$ ); 8 — породы кзылнуриной свиты ( $P_2-T_1?$ ); 6 — интрузивные породы: I — интрузивные порфириды; II — гранодиориты карамазарского типа ( $C_2-C_3$ ); III — граниты арашанского типа ( $C_3$ ); IV — гранодиориты кзылсайского типа ( $C_3$ ); V — граниты шайданского типа ( $P_1$ ); VI — граниты и гранодиориты куяундинского типа ( $P_1$ ); VII — гранодиориты Чорух-Дайрона ( $P_1$ ); VIII — монциты Чорух-Дайрона ( $P_1$ ); IX — габброидиты Чорух-Дайрона ( $P_1$ ); X — сиениты Алмалыка ( $P_1$ ); XI — гранит-порфиры и гранодиоритпорфиры гушайского типа ( $P_2$ )



Фиг. 5. Диаграмма классификации химических составов магматических пород по параметрам  $a/s$  и  $Q$

Залитые значки — интрузивные породы, пустые — эффузивы; цифры отвечают номерам анализов табл. 1 и векторной диаграммы фиг. 4.

ские лейкократовые граниты, имеющие нижнепермский возраст, значительно больше обогащены  $\text{SiO}_2$  и щелочами, чем гушсайские гранитоиды (верхнепермские).

На векторной диаграмме (см. фиг. 4) видно, что, как правило, породы заключительного этапа магматической деятельности имеют более щелочной состав и располагаются правее вариационной линии пород главной фазы (поле sb), особенно же резко бросается в глаза, что большая часть векторов пермских пород имеет наклон вправо, т. е. обогащена «свободной известью» (параметр  $c'$ ).

Приведенные диаграммы и сопоставления химических особенностей магматических пород различного возраста позволяют предположить, что, в противоположность породам раннего и главного этапа внедрения, в формировании эффузивных и интрузивных пород заключительного этапа большую роль играли процессы взаимодействия с вмещающими толщами. Пестрота магматических пород этого возраста зависит от состава вмещающих пород и от характера реакций взаимодействия между ними. Появление среди пермских магматических пород гранитного ряда разновидностей с повышенной основностью и щелочностью неизменно оказывается связанным с наличием вблизи них вмещающих толщ, содержащих карбонатные породы, особенно доломиты. Такая закономерность хорошо объясняется гипотезой магматического замещения Д. С. Коржинского (1952а, 1955а, б, 1962 а, б). Повышение щелочности магмы происходит в периферической части магматического очага, причем при малых объемах интрузивов это повышение будет ярко выражено, тогда как при больших объемах оно сгивелируется, так как щелочная магма внешней оболочки «растворится» в значительно большей части неизменной гранитной магмы.

В Южном Тянь-Шане (в Туркестано-Алае) тоже имеются пермские эффузивы повышенной щелочности, выполняющие внутренние впадины, и мелкие штоки сиенитов и нефелиновых сиенитов. Исследователи, занимавшиеся изучением этих пород (Ляшкевич, 1959а, б; Ляшкевич и Марушкин, 1958; Ляшкевич и Омеляненко, 1961; Омеляненко, 1959, 1960 и др.), также пришли к выводу, что появление щелочных пород обязано процессам магматического замещения карбонатных толщ гранитной магмы.

### **Некоторые черты металлоносности гранитоидов различного возраста**

Данные многих исследований по металлогении Среднего Тянь-Шаня (Абдуллаев, 1948, 1949, 1950; Козеренко, 1947; Зубцов, 1960, и многие др.) сведены Е. Д. Карповой и Е. К. Горедькой в металлогенической карте и прилагаемой к ней объяснительной записке. Со среднекарбонowymi гранодиоритами связаны некрупные концентрации вольфрамового, молибденового и магнетитового оруденения скарнового типа, нередко сопровождающиеся золотой минерализацией. Из гидротермальных месторождений этого возраста, по своему распространению уступающих скарновым, наиболее интересна в практическом отношении штокерковая гидротермальная молибденовая минерализация. С верхнекарбонowymi гранатами связываются пегматитовые месторождения с касситеритом и молибденитом, а также оловоносные грейзены и мелкие рудопроявления скарнового типа с убогой шеелитовой и молибденовой минерализацией.

С нижнепермскими интрузивными гранитоидами повышенной щелочности, развитыми преимущественно в пределах Каржантау-Кураминской впадины (чорух-дайронские граносиениты и сиенито-диориты), связывается формирование мелких магнетитовых и шеелитовых месторожде-

ний скарнового типа. После внедрения шайданских и гушсайских гранитов ( $P_1$ ) широко проявилась мощная рудная минерализация, давшая важнейшие свинцово-цинковые и молибдено-медные месторождения. Свинцово-цинковый рудный комплекс включает месторождения скарнового и гидротермального типа. В скарновых месторождениях галенито-сфалеритовая минерализация наложена на пироксен-гранатовые и пироксеновые скарны. Рудные тела залегают в виде пластообразных и линзовидных залежей на контактах мелких штоков и даек с известняками. Гидротермальные месторождения представлены прожилково-вкрапленными и жильными телами галенито-сфалерито-кварцевого состава, которые пространственно сближены со скарновыми залежами.

Широким распространением в Каржантау-Кураминской впадине пользуются месторождения и рудопроявления гидротермального свинцово-флюоритового рудного комплекса, в котором преобладают свинцовые месторождения. По мнению Е. Д. Карповой, он связан с верхнепермским интрузивным циклом и представляет собой средне- и низкотемпературные образования, концентрирующиеся в виде минерализованных зон дробления, рудных жил и метасоматических залежей в карбонатных породах. Рудные минералы представлены галенитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, блеклой рудой и гематитом; жильные — карбонатами, баритом, кварцем и флюоритом. Незначительным развитием пользуются мышьяковое, медно-висмутовое, золоторудное и молибденовое оруденение, дающие месторождения не крупного масштаба. На всей территории Срединного Тянь-Шаня и в Большом Каратау развито телетермальное флюоритово-свинцовое оруденение, не имеющее видимой связи с какими-либо интрузивными породами. Месторождения этого типа размещаются в карбонатных толщах верхнего девона и карбона вблизи крутопадающих разломов и часто имеют крупные масштабы. Кроме того, имеется несколько небольших месторождений и отдельные точки проявления ртутно-сурьмяной гидротермальной минерализации низкотемпературного типа. Для нее также не установлена генетическая связь с тем или иным магматическим комплексом, но большого практического значения эта минерализация не имеет, особенно сравнительно с крупными месторождениями Южнотяньшаньского ртутно-сурьмяного пояса.

В целом комплексы эндогенной рудной минерализации западной части Срединного Тянь-Шаня имеют достаточно типичный облик, характерный для металлогении, связанной с гранитной магмой.

### ГЛАВА III

## ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ И ГАББРОИДЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (западно-таласский магматический комплекс)

Кроме охарактеризованных выше верхнепалеозойских комплексов гранитоидного ряда, развитых в западной части Срединного Тянь-Шаня, Е. Д. Карпова особо выделяет щелочной западно-таласский комплекс. В этот комплекс входят щелочные породы типа щелочных базальтоидов и габброидов; высокая основность этих пород заставляет многих исследователей относить их к производным базальтовой магмы.

Ниже приводятся данные детального изучения пород этого щелочного комплекса, на основании которых автор приходит к выводу, что он генетически так же связан с гранитной магмой, как и все другие магматические комплексы западной части Срединного Тянь-Шаня.

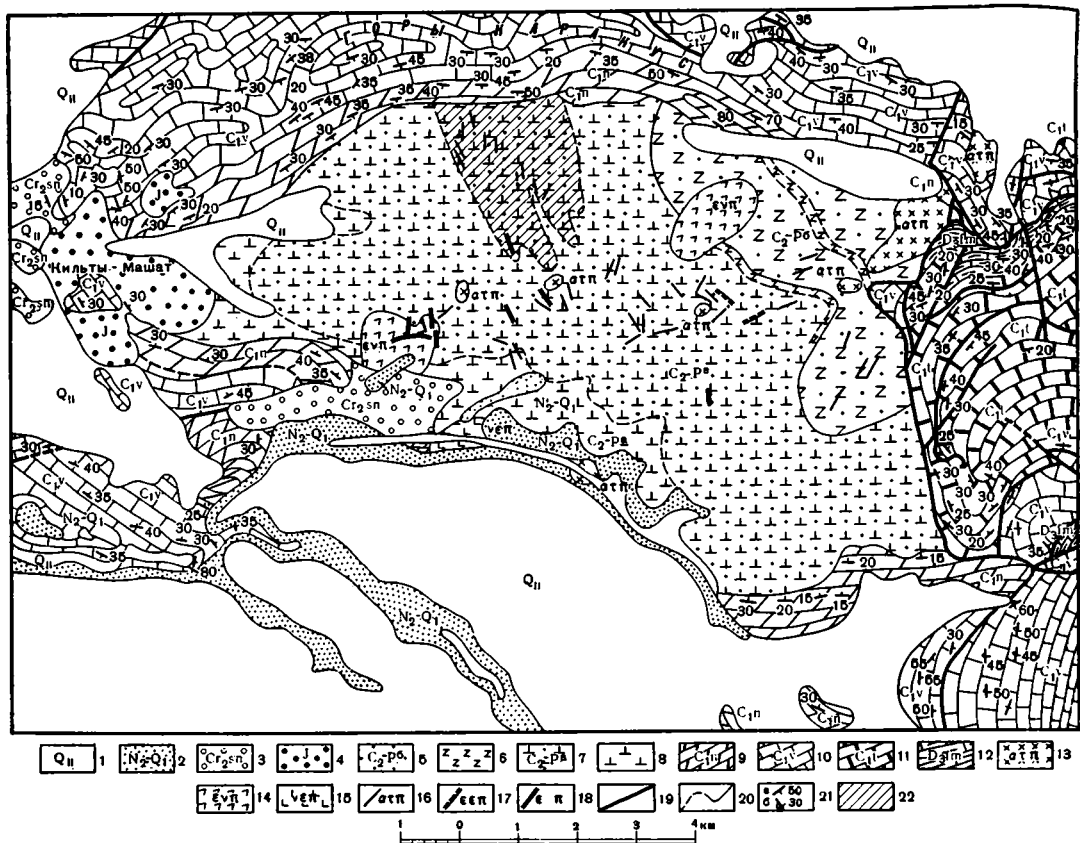
### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ И ГАББРОИДОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АРЫСЬ-УГАМСКОЙ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ (западных отрогов Таласского Алатау)

Если в Моголтауской и Чаткальской зонах верхнепалеозойские магматические интрузивные породы распространены очень широко и представлены гранодиоритами среднего и гранитами верхнего карбона, а в южной части Арысь-Угамской зоны они развиты менее широко и среди них преобладают верхнекарбонные граниты, то в ее северной части и в Боролдай-Джебаглинской зоне интрузивные породы встречаются только в виде единичных мелких штоков. Кроме многочисленных интрузивов, в южной половине западной части Срединного Тянь-Шаня имеется крупная внутренняя Каржантау-Кураминская впадина и две более мелкие впадины, выполненные мощной толщей эффузивных пород. На севере же (в северной части Арысь-Угамской зоны) верхнепалеозойские эффузивы слагают лишь очень небольшую Машатскую впадину и полностью отсутствуют в Боролдай-Джебаглинской зоне. Таким образом, общий объем магматических пород в северо-западной части Срединного Тянь-Шаня резко уступает их объему в южной части.

Немногочисленные магматические проявления северного крыла Арысь-Угамской зоны представлены богатыми калием основными щелочными породами — щелочными базальтоидами Машатской впадины и щелочными габброидами, слагающими мелкие штоки, из которых наиболее значительными являются массивы Ирису и Каинды. Единичные штоки и дайки Боролдай-Джебаглинской зоны сложены граносиенитами и кварцевыми сиенитами, т. е. по составу близки породам Чаткальской зоны.

### Эффузивные породы Машатской внутренней впадины и связанные с ними субвулканические тела и дайки

Как уже говорилось выше, Машатская вулканогенная внутренняя впадина представляет собой структуру, формировавшуюся в орогенный этап развития западной части Срединного Тянь-Шаня после отложения



Фиг. 6. Геологическая карта района Машатской впадины (северо-западные отроги Таласского Алатау). Составили М. И. Арсовский, Н. С. Видякин и Т. В. Молчанова

1 — суглинки, известняки среднего плейстоцена ( $Q_{II}$ ); 2 — конгломераты ( $N_2-Q_1$ ); 3 — песчаные глины, известняки верхнего сенона ( $Cr_2sn$ ); 4 — песчано-глинистые, углистые сланцы, конгломераты ( $J$ ); 5—8 — верхнепалеозойская эффузивная толща даубабинской свиты ( $C_2-P_1$ ); верхняя подсвита а ( $C_2-P_6$ ); 5 — лавовые брекчии эпилейцитовых тефритовых порфиров, 6 — прослои эпилейцитов; нижняя подсвита ( $C_2-P_a$ ); 7 — мелкообломочные лавовые брекчии тефрито-базальтовых порфиров; 8 — тефрито-базальтовые порфиры; 9 — песчаные известняки и мергели вверх, ниже серые известняки намура ( $C_1n$ ); 10 — визейские органогеннообломочные известняки с прослоями глинистых сланцев и туффов ( $C_1v$ ); 11 — турнейские известняки, в нижней части доломитовые известняки и доломиты ( $C_1l$ ); 12 — фаменские алевроитовые и песчаные известняки, глинистые сланцы ( $D_3fm$ ). Интрузивные и субэффузивные породы: 13 — андезито-трахиты (латиты); 14 — лейцитовые тефритовые порфиры; 15 — шонкинит-порфиры; 16 — дайки андезито-трахитов; 17 — дайки лейцитовых нефелинитов; 18 — дайки эссекитов и мончикитов; 19 — надвиги и сбросы; 20 — горизонты внутри толщ эффузивов; 21 — залегание пород: а — наклонное, б — опрокинутое; 22 — зона пропилитизации эффузивов

карбонатных толщ нижнего-среднего карбона. Она наложена на Даубабинскую брахисинклиналь, расположенную в наиболее прогнутой северо-западной части Арысь-Угамской зоны. Крылья Даубабинской брахисинклинали сложены визейскими и турнейскими известняками с прослоями доломитов, доломитизированных известняков, мергелей и алевролитов, суммарная мощность которых более 3000 м. Согласно с верхневизейскими известняками залегают намюрские оолитовые средние и толстослоистые известняки с прослоями темно-бурых доломитов, количество которых увеличивается в верхней части (Арсовский и др., 1958). Эти породы имеют мощность порядка 200—250 м, выше них залегают темно-серые мергели с прослоями известняков и доломитов, выполняю-

щие, по-видимому, ядро брахисинклинали. Эффузивные породы Машатской впадины в ее северной части залегают на этом горизонте мергелей, видимая мощность которого колеблется, но обычно не превышает первых десятков метров. В западной части впадины на эффузивной толще и на нижнекарбонowych породах с резким несогласием залегают континентальные мезозойские отложения, представленные песчано-глинистыми угленосными осадками, имеющими юрский и верхнемеловой возраст. Вся восточная часть впадины осложнена системой надвигов, по которым визейские, турнейские и даже фаменские карбонатные породы надвинуты друг на друга и на эффузивы. В северо-восточной части впадины эффузивные породы даубабинской свиты контактируют с известняками верхнего визе по разлому северо-западного простирания, представленному брекчией, в которой обломки карбонатных пород сцементированы лавовым цементом трахиандезитового состава (фиг. 6).

На основании геологических данных устанавливается, что эффузивные породы Машатской впадины могли отлагаться в период от среднего карбона до триаса включительно. Определения абсолютного возраста, сделанные калий-аргоновым методом по биотиту, взятому из эффузивов и из эссекситовой дайки, колеблются от 283 до 252 млн. лет (Кушев, 1959; Абдрахманов и др., 1961; Сатпаев и др., 1963), что говорит об их пермском возрасте.

### Эффузивы даубабинской свиты

Эффузивная толща, выполняющая Машатскую впадину, была выделена нами под названием даубабинской свиты (Молчанова, 1958). В центральной части впадины она лежит очень полого, а вблизи контакта с карбонатными породами намяра залегание ее более крутое, приближающееся к углам наклона карбонатной толщи (30—40°). Видимая мощность эффузивной толщи меняется: на западе, где глубже эрозийный срез и выходят нижние горизонты, она не превышает 200 м, тогда как на востоке, у перевала Даубаба, достигает по крайней мере 600 м, причем значительная часть верхних горизонтов, по-видимому, уничтожена эрозией. Даубабинская свита делится на две подсвиты, нижняя из которых представлена наиболее основными членами комплекса — тефритобазальтовыми порфиритами и мелкообломочными лавовыми брекчиями того же состава. Верхняя подсвита сложена грубообломочными лавовыми брекчиями эпилейцитовых тефритовых порфиритов с прослоями эпилейцититов.

По-видимому, ранее имела еще одна, более верхняя подсвита, на существование которой указывает наличие в северо-восточной части впадины крупного некка, сложенного трахиандезитовыми порфирами (латитами), а также состав лавового цемента тектонических брекчий, развитых в зоне разлома вдоль северо-восточной границы впадины (район перевала Даубаба).

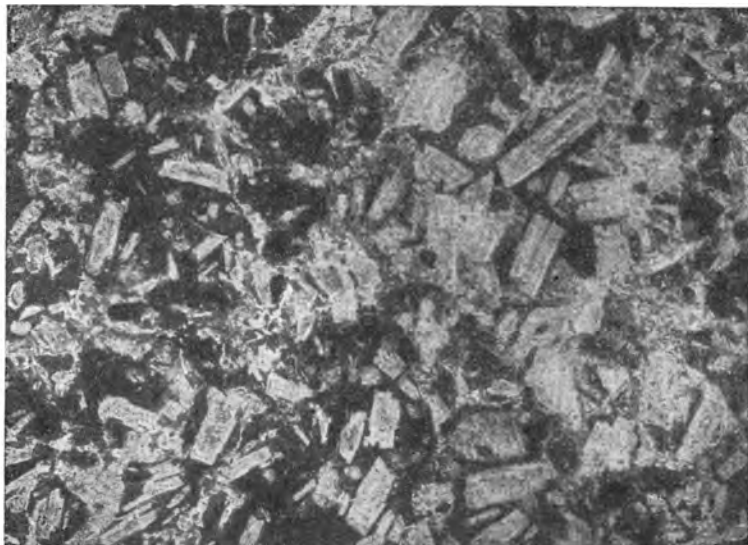
Среди эффузивных пород имеются тела типа некков, сложенные жерловыми и гипабиссальными фациями. В последние годы Г. М. Фремд (1963, 1964), изучавший эффузивы Машатской впадины, установил наличие здесь крупного стратовулкана асимметричного строения, жерло которого образовано эпилейцитовыми тефритами. По-видимому, кроме описанного Г. М. Фремдом жерла, сложенного тефритами, выходящие в северо-восточном углу впадины субэффузивные трахиандезиты (латиты) образуют аналогичный, но более глубоко эродированный подводный канал, по которому лава верхних более кислых (ныне смытых) горизонтов поднималась на поверхность. Таким образом, в процессе формирования эффузивной толщи образование каналов и связанных с ними некков могло происходить неоднократно.

Породы нижней подсвиты пользуются широким распространением, занимая около  $\frac{3}{4}$  всей площади впадины. Они представлены тефрито-базальтовыми порфиритами и лавовыми брекчиями того же состава. Тефрито-базальтовые порфириты слагают нижнюю часть подсвиты, выше располагаются мелкообломочные лавовые брекчии. Порфириты имеют темно-серую или лилово-серую окраску, содержат мелкие вкрапленники пироксена и большое количество мелких миндалин. Под микроскопом видно, что вкрапленники нередко составляют от 25% до 40% объема породы, причем большая их часть принадлежит пироксену, меньшая — плагиоклазу и оливину, очень редко присутствуют биотит и амфибол. Пироксен образует идиоморфные призматические кристаллы, бесцветные или окрашенные в бледно-зеленоватый или бледно-лиловатый цвет, размером от 0,2 до 2 мм. Бледно-зеленоватый пироксен отвечает диопсид-авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 39-40^\circ$ ), бесцветный — авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 42-45^\circ$ ), а бледно-лиловый — титан-авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 40-42^\circ$ ). Удлиненные таблитчатые вкрапленники плагиоклаза часто имеют зональное строение, центральная часть обычно в значительной степени соскиситизирована и по составу отвечает лабрадору ( $\text{An}_{50-52}$ ), средняя слабо измененная часть вкрапленников представлена андезином ( $\text{An}_{40}$ ), а по периферии очень часто наблюдается узкая оторочка кислого состава ( $\text{An}_{15-20}$ ). Вкрапленники биотита встречаются редко, возможно они являются вторичными образованиями, заместившими вкрапленники пироксена. Единичные вкрапленники оливина, как правило, сильно разложены и замещены рудным минералом и кальцитом.

Основная масса часто плохо раскристаллизована, видны лейсты основного плагиоклаза (андезин-лабрадора), мелкие кристаллы пироксена и стекловатый слабо раскристаллизованный базис с показателем преломления ниже канадского бальзама ( $n = 1,510$ ), переполненный многочисленными мельчайшими зернышками рудного минерала. В более хорошо раскристаллизованных разновидностях видны неправильной формы выделения калинатрового полевого шпата с низким двупреломлением (фиг. 7). Миндалины, составляющие иногда до 30% объема породы, выполнены кальцитом, эпидотом и цеолитами.

Стратиграфически выше покровов тефрито-базальтовых порфиритов располагается толща лавовых брекчий того же состава, среди которой встречаются отдельные маломощные прослои тефрито-базальтов, но проследить их не удается. Только в верхней части этой толщи на границе с верхней подсвитой прослеживается маломощный прослой тефрито-базальтовых порфиритов, аналогичных только что описанным.

Лавовые брекчии тефрито-базальтовых порфиритов состоят из обломков размером от 1—5 мм до 2—3 см и более, которые хорошо видны на выветрелой поверхности обнажений и рельефно выделяются среди более сильно выветрелого цемента. Состав обломков довольно однообразный, они принадлежат к тем же тефрито-базальтовым порфиритам, отличаясь друг от друга лишь количественными соотношениями вкрапленников и основной массы, а также структурами последней. Цементирующий материал тоже близок по составу к обломкам, но обычно содержит несколько меньшее количество обломков крупных кристаллов пироксена, плагиоклаза и других вкрапленников и преимущественно состоит из стекловатой массы с большим количеством рудного минерала. Нередко имеются обломки, в которых цемент целиком сложен рудным минералом; на его фоне четко выделяются мелкие кристаллы плагиоклаза и пироксена. Кроме обломков порфиритов различных структур и соотношений компонентов, в ряде мест среди туфов были встречены одиночные обломки



Фиг. 7. Базальтовый порфирит. Ув. 46, ник. =

сильно перекристаллизованных известняков или доломитов размером от 0,5 см до 20 см. Карбонатные породы обломков интенсивно перекристаллизованы и обычно представляют собой мраморы, величина зерна которых достигает 2—3 мм и более, а контуры зерен обычно неправильные, извилистые. Иногда в контакте с эффузивными породами в обломках мраморов появляются участки, сложенные мелкими зернами эпидотизированного пироксена, эпидота, граната и магнетита, т. е. типично скарновыми минералами.

Химические анализы (см. табл. 4) показывают, что описываемые породы относительно базальтов нормального ряда значительно обогащены щелочами, которые содержатся, по-видимому, в стекловатом базисе; по своему составу они занимают промежуточное положение между базальтами и тефритами, отличаясь от последних более высоким содержанием CaO и MgO.

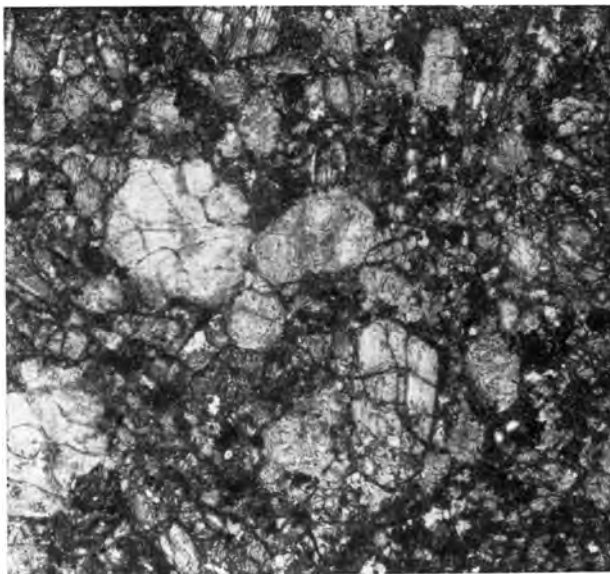
#### *Лавовые брекчии тефритовых порфиритов и лейцититы верхней подсвиты*

Породы верхней подсвиты выходят в северо-восточной половине Машатской впадины, к ней относятся лавовые брекчии тефритовых порфиритов и лейцититы.

Лавовые брекчии представлены грубообломочными разновидностями, в которых обломки в среднем имеют размеры 20—30 см, но нередко достигают 150—200 см в поперечнике. Обломки обычно угловатые или со сглаженными углами, имеют лиловато-серую или красновато-серую окраски и довольно хорошо видны на фоне несколько более темного цемента.

В отличие от более мелкообломочных лавовых брекчий нижней подсвиты, в составе брекчий верхней подсвиты наряду с обломками описанных выше тефрито-базальтовых порфиритов встречаются обломки, содержащие лейцит и принадлежащие лейцитовым порфиритам. Лавовый материал, центрирующий обломки лавовых брекчий, также обычно содержит лейцит. Лейцитовые тефритовые порфириты обломков состоят из вкрапленников цветных минералов, основного плагиоклаза и иногда лейцита. На долю вкрапленников пироксена, принадлежащего бледноокрашенному





Фиг. 8. Лейцитовый тефритовый порфирит из обломка.  
Вкрапленники лейцита и пироксена. Ув. 20, ник. =

авгиту ( $Ng \wedge C = 47^\circ$ ), приходится не менее 50% от их общего количества, а сильно соскорутизированный и замещенный альбитом основной плагиоклаз составляет около 30%. Часть обохренных цветных минералов, судя по сохранившимся реликтам, принадлежит оливину и биотиту, плеохропрующему в бурых тонах, а некоторые кристаллы, по-видимому, являются опацитизированной роговой обманкой. Относительно редкие вкрапленники лейцита, достигающие 0,3—0,5 мм, частично или полностью замещены анальцимом или цеолитами с очень низким двупреломлением. Все эти вкрапленники погружены в основную массу бурого цвета, содержащую переменное количество стекла, тонкие лейсты основного плагиоклаза ( $An_{50-55}$ ), зерна пироксена, мелкие (0,02—0,05 мм) округлые выделения лейцита и большое количество тонкораспыленного рудного минерала (фиг. 8).

Лавовый материал, цементирующий обломки, сильно изменен вторичными процессами, но в слабо измененных участках видно, что он содержит обломки кристаллов пироксена, плагиоклаза и округлые зернышки лейцита, замещенного вторичными продуктами, погруженные в слабо раскристаллизованное стекло; таким образом, состав цемента близок составу обломков лейцитовых тефритов.

Лейцититы слагают маломощные прослои среди описанных лавовых брекчий, к сожалению, трудно прослеживаются на местности. Это довольно темные лилово-серые тонкозернистые породы с множеством мельчайших бурых крапинок измененного лейцита. Количество этих идиоморфных округлых выделений лейцита иногда достигает 30—40% объема породы; кроме того, он образует более крупные кристаллы до 0,5 мм в поперечнике, которые наряду с авгитом и биотитом представляют вкрапленники, погруженные в стекловатый базис, содержащий, кроме мелкого лейцита, призмочки пироксена (авгита) и чешуйки биотита. Лейцит обычно замещается анальцимом или цеолитами; в более крупных кристаллах содержится большое количество точечных включений рудного минерала, распределяющихся концентрически вблизи периферии, что характерно для лейцита и указывает на магматическую природу первичного

минерала. В отличие от лейцитовых тефритовых порфиритов, лейцититы не содержат плагиоклаза и оливина и имеют типичную оцеллярную структуру.

Минералогический состав эффузивов приведен в табл. 2. Для всех пород эффузивной толщи характерно присутствие акцессорного сфена и апатита; количество последнего увеличивается в лавовых брекчиях верхней подсвиты и в лейцититах.

Т а б л и ц а 2

Средний минералогический состав эффузивных пород (в %)

| Порода                          | Основная масса | Вкрапленники |             |    |     |         |    |    |        |
|---------------------------------|----------------|--------------|-------------|----|-----|---------|----|----|--------|
|                                 |                | всего        | в том числе |    |     |         |    |    |        |
|                                 |                |              | Пи          | Пл | Ол  | Лц + Нф | Би | Ам | рудный |
| Тефрито-базальтовые порфириты   | 72             | 28           | 20          | 5  | 3   | —       | —  | —  | —      |
| Лейцитовые тефритовые порфириты | 60             | 40           | 20          | 12 | 0,5 | 3       | 3  | 1  | —      |
| Лейцититы                       | 49             | 51           | 18          | —  | —   | 28      | 3  | —  | 2      |

### Субвулканические тела и дайки

Среди эффузивов Машатской впадины широким развитием пользуются субэффузивные тела и особенно дайки различного состава. Все эти разнообразные породы, образовавшиеся в приповерхностных условиях, по их составу и приуроченности к различным частям эффузивной толщи можно разделить на три группы: 1) гипабиссальные шонкинит-порфириты, дайки эссексит-порфиритов и мончикитов, развитые среди эффузивов нижней подсвиты; 2) субвулканические лейцитовые тефриты и дайки лейцитовых нефелинитов; эти породы развиты среди эффузивов и лавовых брекчий нижней и верхней подсвит; 3) субвулканические трахиандезиты или латиты, слагающие штоки и многочисленные дайки, прорывающие обе подсвиты и наиболее широко развитые в северо-восточной части впадины.

#### *Шонкинит-порфириты, дайки эссексит-порфиритов и мончикитов*

Шонкинит-порфириты слагают небольшое гипабиссальное тело, которое располагается на р. Даубабе в устье рч. Алмамы. Оно залегает среди эффузивов нижней подсвиты и перекрывается неоген-четвертичными и четвертичными отложениями, так что обнаженная его часть составляет не более 0,5 км<sup>2</sup>. Кроме того, в ряде мест среди тефрито-базальтовых порфиритов нижней подсвиты были встречены включения полнокристаллических разновидностей размером 3 × 5 см, по-видимому, представляющие собой обломки пород того же состава, вынесенные с глубины.

Шонкинит-порфириты представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленовато-серой окраски с большим количеством мелких чешуек биотита. Шонкинит-порфириты, выходящие на р. Даубаба, обычно сильно разрушены и при ударе молотком рассыпаются в дресву. В связи с такой разрушенностью пород все слагающие ее минералы замещены вто-

ричными продуктами, наиболее свежим сохраняется только пироксен. Шонкинит-порфириды, встреченные в виде обломков в эффузивах нижней подсытки, обычно более свежи.

Под микроскопом видно, что шонкинит-порфириды сложены пироксеном (40%), каликатровым полевым шпатом (22%), плагиоклазом (10%), нефелином (5%), оливином (8%), биотитом (8%), роговой обманкой (5%), рудным (2%) и рядом вторичных минералов. Пироксен принадлежит бледно-зеленому диопсид-авгиту ( $Ng \wedge C = 42^\circ$ ) или бледно-лиловатому титан-авгиту ( $Ng \wedge C = 43-45^\circ$ ), нередко со структурой песочных часов. Обычно пироксен образует порфировые вкрапленники в виде идиоморфных кристаллов до 4 мм в поперечнике. Менее крупные зерна оливина, почти полностью замещенного рудным минералом, встречаются редко, иногда по периферии и по трещинам они обрастают каймой амфибола, плеохроирующего в зеленовато-бурых тонах. Не во всех случаях, но довольно часто, встречаются, кроме того, порфировые выделения сильно опациitized амфибола и биотита, плеохроирующего от темно-коричневого до соломенно-желтого тонов. Возможно, что эти выделения биотита и амфибола формировались позже вкрапленников пироксена, так как они захватывают более мелкие кристаллы пироксена, сохраняющиеся свежими среди нацело опациitized вкрапленника амфибола или биотита. Мелкозернистая основная масса сложена мелкими удлиненными кристаллами основного плагиоклаза ( $An_{50-52}$ ), иногда достигающими 0,8 мм в длину, удлиненными выделениями каликатрового полевого шпата, зернами пироксена и кристаллами квадратного сечения сильно разложенного минерала, замещенного мусковитом, изотропным анальцимом и цеолитами; судя по их форме и продуктам замещения, эти кристаллы, по-видимому, принадлежали нефелину. Из аксессуаров в основной массе содержится значительное количество зерен рудного минерала — магнетита, идиоморфные кристаллы апатита и немного сфена, причем обычно все эти акцессорные минералы приурочены к выделениям цветных компонентов. В шонкинит-порфиридах много мелких миндалинов, vyplненных цеолитами и кальцитом. Часто наблюдается интенсивная карбонатизация всей породы.

Эссексит-порфириды слагают несколько даек, некоторые из которых имеют крупнозернистое сложение и облик нормальной интрузивной полнокристаллической породы, а мелкозернистые разности обладают резкой порфировой структурой. Крупнозернистые эссекситы сложены зональными пироксеном, в котором центральная часть представлена авгитом, а периферия и более мелкие зерна — титан-авгитом с бледно-лиловатым плеохроизмом (до 30%), зелено-бурой роговой обманкой ( $Ng \wedge C$  около  $20^\circ$ ) (40%), слабо разложенного оливина (10—15%), идиоморфных удлиненных кристаллов слабо сосюритизированного плагиоклаза состава лабрадора ( $An_{60-62}$ ), ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата и изотропного анальцима. Мелкозернистые эссексит-порфириды состоят из не крупных вкрапленников титан-авгита, амфибола, оливина и плагиоклаза состава лабрадора. Основная масса сложена мелкими зернами пироксена, лейстами плагиоклаза, более мелкими лейстами ортоклаза и зернами рудного минерала.

Мончикиты по своему составу близки к эссексит-порфиридам, являются резко порфировыми породами с вкрапленниками титан-авгита, оливина (мало), зеленовато-бурого сильно опациitized амфибола и базиса, на который приходится до 65% породы; он состоит из мелких зерен пироксена и амфибола, редких микролитов плагиоклаза и изотропной массы с низкими показателями преломления, по-видимому, сложеной анальцимом, в котором содержится большое количество мелких зернышек рудного минерала.

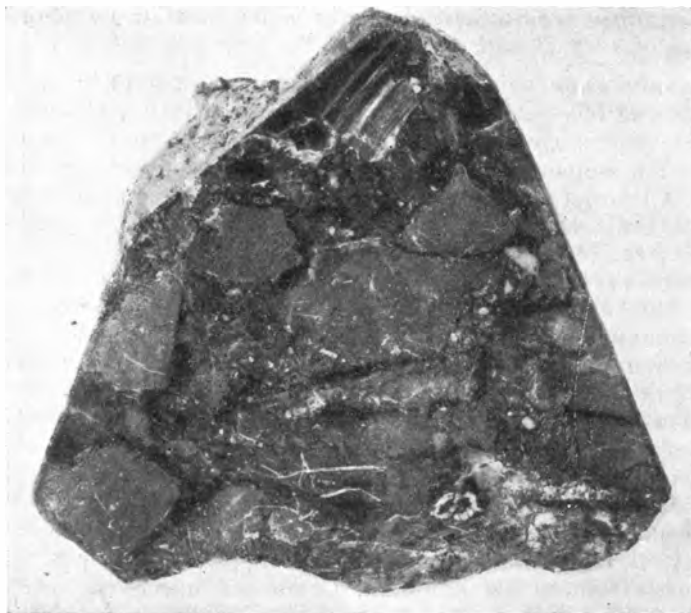
Субвулканические лейцитовые тефритовые порфириты являются полными аналогами обломков лейцитовых тефритовых порфиритов в лавовых брекчиях верхней подсвиты Даубабинской эффузивной толщи. Они представляют собой жерловую фацию последних и слагают два самостоятельных тела, первое из которых располагается в северо-западной части Машатской впадины среди пород нижней подсвиты, а второе — в ее центральной части.

Лейцитовые тефритовые порфириты — это серые тонкозернистые порфировые породы с мелкими округлыми вкрапленниками лейцита и призматическими кристаллами пироксена зонального строения. Ядро вкрапленника пироксена принадлежит бледно-зеленому диопсид-авгиту ( $Ng \wedge C = 39-40^\circ$ ), а периферическая оболочка сложена бесцветным или бледно-лиловатым титан-авгитом ( $Ng \wedge C = 45^\circ$ ). Иногда наблюдается еще одна внешняя, более ярко-зеленая оболочка, по-видимому, содержащая небольшую примесь эгириновой молекулы. Кроме этих вкрапленников, имеется довольно большое количество удлиненных призматических вкрапленников, по-видимому, принадлежавших амфиболу или биотиту, которые полностью опацифицированы. Иногда также встречаются редкие кристаллы оливина. Основная масса состоит из мелких зерен пироксена, лейсточек плагиоклаза состава андезин-лабрадора ( $An_{45-50}$ ), обычно сильно сосюритизированного, и многочисленных очень мелких округлых выделений лейцита, замещенного анальцимом (эпидейцита). Содержание эпидейцита достигает 20—30%, и он придает породе оцелляровую структуру. Характерно присутствие большого количества тонкораспыленного рудного минерала (магнетита), который включен также и в кристаллы эпидейцита, где распределяется концентрически. Субвулканические лейцитовые тефритовые порфириты часто имеют миндалекаменную текстуру; отдельные миндалины достигают размеров 0,5—1,0 см и выполнены цеолитами или цеолитом с кальцитом.

Лейцитовые нефелиниты слагают две небольшие дайки, выходящие вблизи слияния двух вершин р. Алмалы. Это тонкозернистые буровато-серые породы с большим количеством светлых мелких крапинок эпидейцита. По своему составу они очень близки к лейцититам, слагающим прослой в лавах верхней подсвиты. В отличие от последних, в них, кроме того, содержится нефелин, который обычно почти полностью замещен агрегатом кальцита, серицита и цеолитов. Порода имеет порфировую структуру, вкрапленники представлены крупными идиоморфными кристаллами пироксена, очень редкими разложенными зернами оливина и отдельными чешуями зеленовато-бурого хлоритизированного биотита. Основная масса состоит из кристаллов квадратного сечения, принадлежащих нефелину, замещенному вторичными продуктами, округлых оцелляровых зерен анальцимизированного лейцита, мелких зерен пироксена и рудного.

*Субвулканические и дайковые  
авгитовые андезито-трахиты*

Эта группа гипабиссальных и дайковых тел не имеет себе аналогов среди эффузивной толщи описываемой впадины; имеются лишь тектонические брекчии, в которых обломки карбонатных пород сцементированы лавовым материалом андезито-трахитового состава (фиг. 9). Такие брекчии образуют зону вблизи Даубабинского перевала, т. е. занимают гипсометрически наиболее высокую часть участка, из чего можно предположить, что лавы этого состава слагали самые верхние горизонты эффузивной толщи и в настоящее время оказались эродированными, но



Фиг. 9. Брекчия, в которой обломки известняков сцементированы лавовым цементом андезито-трахитового состава.  
3/4 нат. вел.

сохранились в виде некков и даек, прорывающих более низкие горизонты толщи.

Субвулканические андезито-трахитовые порфиры (латиты) обычно слагают тела очень небольших размеров и только одно из них, выходящее в восточной части поля вблизи Даубабинского перевала, достигает  $400 \times 800$  м. Внешний облик этих пород довольно разнообразен, иногда они обладают серовато-розоватой окраской, полнокристаллической структурой и содержат заметное количество цветных минералов, в других случаях это более плотные розовато-бурые породы с яркими розовыми вкрапленниками полевых шпатов, почти лишенные цветной составной части. Некоторые тела, как, например, тело у слияния двух вершин рч. Алмалы и около Даубабинского перевала, окружены зоной автобрекчий, в которых состав обломков и цемента почти одинаков.

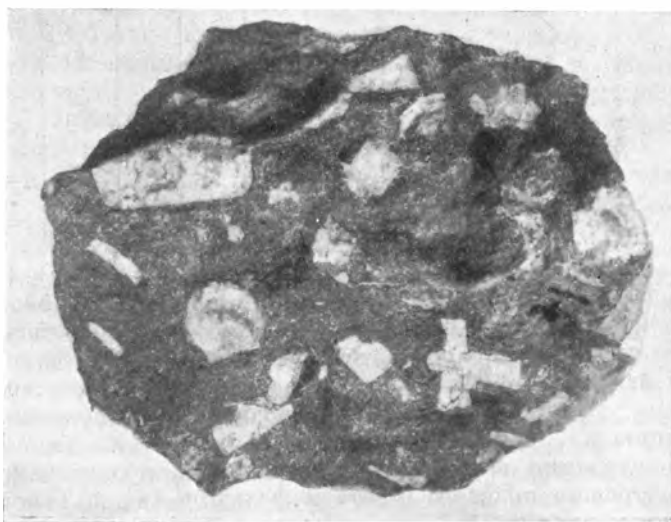
Несмотря на внешнее разнообразие этих пород, при изучении их под микроскопом оказывается, что в общем они достаточно близки друг к другу и отличаются главным образом степенью раскристаллизации основной массы и количеством цветных минералов, причем такое различие можно наблюдать и в пределах одного тела, как, например, в наиболее крупном штоке вблизи перевала Даубаба. Здесь более хорошо раскристаллизованные андезито-трахитовые порфиры, слагающие центральную его часть, к северо-востоку переходят в более тонкозернистые разновидности, а затем сменяются автобрекчиями.

Раскристаллизованные андезито-трахитовые порфиры имеют основную массу полнокристаллического сложения, на розовато-сером фоне которой выделяются крупные удлиненные вкрапленники калинатрового полевого шпата белого цвета размером до  $6 \times 20$  мм, иногда образующие крестообразные срастания двух и трех кристаллов (фиг. 10), более мелкие узкие вкрапленники плагиноклаза, черные кристаллы пироксена и иногда довольно крупные, до 3—5 мм и более, призматические кристаллы амфибола и биотита. Калинатровый полевой шпат принадлежит очень чистому

прозрачному натровому ортоклазу, в который включены более мелкие кристаллы андезина ( $An_{35-40}$ ) такого же характера, как и самостоятельные вкрапленники последнего. Крупные вкрапленники ортоклаза в свою очередь обрастают каймой более позднего альбита. Плагноклаз ( $An_{35-40}$ ) вкрапленников обычно довольно сильно серицитизирован и также обрастает каемкой эпимагматического альбита. Пироксен, как правило, довольно свежий, принадлежит эгирин-авгиту с резким плеохроизмом от зеленого до желтовато-бурого цвета ( $Ng \wedge C = 51-52^\circ$ ). Не всегда присутствует амфибол, который образует крупные призматические кристаллы пойкилитового строения темной буровато-зеленой окраски и принадлежит гастингситу ( $Ng \wedge C = 20^\circ$ ;  $ng = 1,714$ ,  $np = 1,710$ ,  $nm = 1,636$ ;  $Ng-Np = 0,018$ ). Кроме того, нередко в породе содержатся удлиненные чешуи биотита (от 4 мм) с резким плеохроизмом от бледно-желтоватого до бурого цвета. Основная масса нередко имеет трахитоидную структуру, состоит из лейст плагноклаза ( $An_{20-25}$ ) размером 0,2—0,3 мм, калинатрового полевого шпата и небольшого количества ксеноморфных выделений изотропного минерала, вероятно, анальцима; из цветных минералов изредка присутствует небольшое количество мелких зерен пироксена и чешуек биотита. В ряде случаев отмечались идиоморфные выделения квадратного сечения минерала, полностью замещенного агрегатом кальцитовых зерен и цеолитов, которые, по-видимому, представляют собой разложенный нефелин. Из акцессорных минералов содержатся сфен, апатит, магнетит и редко циркон, которые часто ассоциируют с выделениями пироксена.

В более слабо раскристаллизованных разностях вкрапленники натрового ортоклаза не достигают таких крупных размеров, как в описанных выше, а основная масса содержит большее количество стекловатого материала с низким показателем преломления и анальцима.

Иногда в этих породах встречаются участки более меланократового состава и ясной зернистости, очень сходные с шонкинит-порфиритами первой группы: в них содержится мелкий идиоморфный пироксен и амфибол, которые в сумме составляют до 50% породы; в отдельных случаях отмечалось, что более крупные ксеноморфные зерна ортоклаза включают в себя мелкие идиоморфные кристаллики пироксена состава диопсидаггита.



Фиг. 10. Андезито-трахитовый порфир с вкрапленниками калинатрового полевого шпата и плагноклаза. 3/4 нат. вел.

Дайки авгитовых андезито-трахитовых порфиров, или латитов, развиты очень широко на всей территории Машатской впадины. Они обычно представлены сравнительно мало раскристаллизованными разностями, некоторые из которых имеют тонкозернистую, а другие почти афанитовую основную массу красновато-бурой, розовой, желтоватой или зеленовато-розовой окраски. На фоне такой основной массы выделяются вкрапленники полевого шпата белого, желтоватого или розоватого цвета. Нередко имеется большое количество мелких миндалинок неправильной формы, выполненных белым сыпучим материалом, представленным анальцимом или анальцимом с кальцитом.

Вкрапленники в описываемых латитах представлены плагиоклазом ряда андезин-олигоклаза, редкими, часто плохо образованными кристаллами пелитизированного натрового ортоклаза и призматическими кристаллами эгирин-авгита, который при вторичных процессах переходит в агрегат карбонатных зерен и чешуй хлорита. Большим развитием пользуется биотит в виде длинных, часто изогнутых чешуй с резким плеохроизмом в бурых тонах, по которому развивается вторичный хлорит и рудный минерал. В основной массе, так же как и в описанных выше субвулканических телах, различаются мелкие лейсты плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, выделения изотропного анальцима и мелкие зерна рудного минерала. Розоватые оттенки пород, вероятно, связаны с поверхностным ожелезнением. В нескольких дайках, сложенных тонкозернистым андезито-трахитовым порфиром, в основной массе не наблюдалось изотропного материала анальцимового облика, но отмечалось небольшое количество кварца (не более 5—10%). Поскольку эти кварцосодержащие породы макроскопически не отличаются от других, выделить их в самостоятельную группу не представляется возможным. Минералогический состав субвулканических и дайковых пород сведен в табл. 3.

Т а б л и ц а 3

Минералогический состав субвулканических и дайковых пород (в %)

| Порода                  | Пп | Пл    | Кш    | Лц     | Ол | Ам | Би | Руд-<br>ный | Кв   | Стеклян-<br>ная основ-<br>ная масса |
|-------------------------|----|-------|-------|--------|----|----|----|-------------|------|-------------------------------------|
| Шонкинит-порфирит       | 40 | 10    | 22    | 5 (Не) | 8  | 5  | 8  | 2           | —    | —                                   |
| Эссексит-порфирит       | 30 | 10    | 8     | —      | 12 | 35 | —  | 5           | —    | —                                   |
| Мончикит                | 20 | —     | —     | —      | 5  | 10 | —  | —           | —    | 65                                  |
| Лейцитовый тефрит       | 20 | 10    | 8     | 20     | 2  | 5  | 5  | —           | —    | 30—50                               |
| Андезито-трахит (латит) | 15 | 45—42 | 25—30 | 0—2    | —  | 3  | 5  | —           | 0—10 | —                                   |

Все породы, слагающие Машатскую вулканогенную впадину, испытали значительные вторичные изменения. Наиболее интенсивно эти изменения происходили в северной части впадины в пределах широкой зоны, простирающейся в субмеридиональном направлении и постепенно затухающей к югу. Вторичные изменения сводятся к разложению пироксенов, замещению их агрегатами эпидотовых, хлоритовых и карбонатных зерен, соскюритизации и альбитизации, а также цеолитизации плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и фельдшпатидов. Такой характер изменений представляет собой гидротермальный процесс пропилитизации, который в той или иной степени захватывает почти всю площадь впадины. В зоне наиболее интенсивного изменения процесс гидротермаль-

ного замещения идет значительно дальше и в некоторых участках породы оказываются интенсивно окварцованными и превращенными во вторичные кварциты. Процесс гидротермального замещения эффузивной толщи сопровождается отложением магнетита и апатита, а также сульфидов, которые образуют скопления прожилкового и вкрапленного типа, достигающие иногда промышленного значения.

### Петрохимическая характеристика пород Машатской впадины

Химические составы пород различных свит эффузивной толщи, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого и нанесенные на векторную диаграмму (фиг. 11), образуют три несколько обособленных роя векторов, отвечающие тефрито-базальтовым порфирирам, лейцитовым тефритовым порфирирам и андезито-трахитовым порфирам. Средние составы каждой из этих групп (табл. 4, анализы 8, 17 и 20), соединенные вариационной линией, показывают постепенное увеличение кислотности пород с одновременным несильным повышением их щелочности.

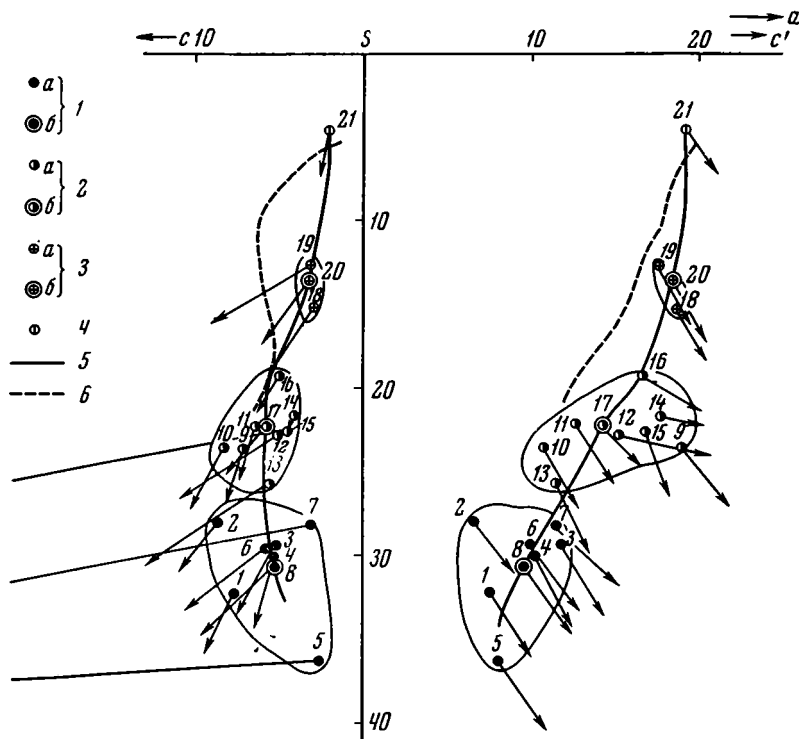
Те же анализы, изображенные на диаграмме химической характеристики пород по параметрам  $a/c$  и  $Q$  (по А. Н. Заварицкому) (фиг. 12), в главной своей массе ложатся в поле класса VI — недосыщенных  $SiO_2$  и поле класса V — слабо недосыщенных  $SiO_2$ . При этом часть из них оказывается в группе, очень бедной щелочами, но ни одного анализа не попадает в группу, охватывающую породы, богатые или пересыщенные щелочами. Таким образом, породы Машатской впадины в целом имеют скорее субщелочной, чем щелочной состав. Наиболее кислым членом ряда является дайковый сиенит-порфир ( $Q = +5,4$ ), содержащий кварц, который близок среднему составу щелочного гранита, но богаче его щелочами.

Векторы всех трех роев имеют наклоны вправо (правая часть диаграммы) и, за редким исключением (анализы 12, 14, 16), характеризуются несколько большими значениями параметра  $m'$  относительно  $c'$ , что говорит об обогащении темноцветных  $MgO$ . При богатстве пород лейцитом несколько неожиданным является высокое содержание в отдельных анализах натрия, что видно по крутым углам наклона векторов левой части диаграммы, хотя ряд векторов имеет более пологий угол, а векторы анализов 5, 7 и 12 близки к горизонтальному положению, т. е. резко обогащены калием. По-видимому, высокое содержание  $Na$  в отдельных пробах связано с наложением на первичные породы послемагматической и гидротермальной альбитизации, цеолитизации и других процессов, особенно широко развитых в упомянутой зоне пропилитизации.

### Интрузивные породы

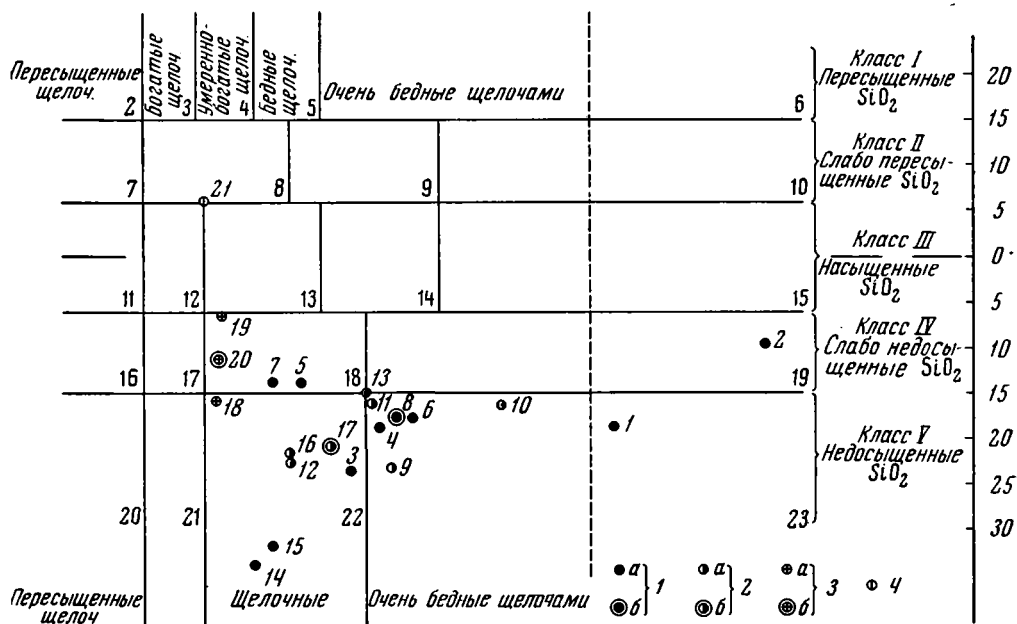
Богатые калием щелочные породы основного состава типа щелочных габброндов образуют несколько мелких штоков, располагающихся в пределах северной (Арысской) части Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны, в большем или меньшем удалении от Машатской впадины. Самый северный из известных штоков находится в верховьях левой вершины Кши-Каирчақты, к северу от долин р. Арыси в пределах северной части Арысь-Угамской зоны. Все остальные штоки размещаются в восточной половине этой зоны, прорывают мощную толщу слагающих ее карбонатных пород и приурочены к тектоническим нарушениям субмеридионального направления или местам пересечения их с субширотными разломами типа надвигов. Размеры штоков варьируют от  $30 \times 80$  до  $200 \times 400$  м, более крупными являются массивы Каинды и Ирису, последний дости-





Фиг. 11. Векторная диаграмма химического состава эффузивных и субвулканических пород Машатской впадины (по А. Н. Заварицкому)

1а — тефрито-базальтовые порфиры; 1б — среднее из 7 анализов; 2а — лейцитито-тефритовые порфиры и лейцититы; 2б — среднее из 8 анализов; 3а — андезито-трахитовые порфиры; 3б — среднее из 2 анализов; 4 — дайка сиенит-порфира; 5 — вариационная линия пород Машатской впадины; 6 — вариационная линия трахиандезитов р. Бадам



Фиг. 12. Диаграмма химической характеристики пород Машатской впадины по параметрам а/с и Q (по А. Н. Заварицкому)

1а — тефрито-базальтовые порфиры; 1б — среднее из 7 анализов; 2а — лейцитито-тефритовые порфиры; 2б — среднее из 8 анализов; 3а — андезито-трахитовые порфиры; 3б — среднее из 2 анализов; 4 — дайка сиенит-порфира.

Таблица 4

## Химический состав пород Машатской впадины (в %)

| № п/п | Порода                         | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | BaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- |
|-------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------|-------------------|
| 1     | Тефрито-базальтовый порфирит   | 42,07            | 0,90             | 16,50                          | 7,00                           | 4,12 | 0,22 | 7,40 | 12,80 | 0,07 | 2,35              | 1,50             | —                             | 0,52            | 3,81              | 0,65              |
| 2     | То же                          | 46,68            | 0,88             | 17,51                          | 3,40                           | 5,50 | 0,20 | 7,25 | 12,64 | 0,08 | 1,42              | 2,10             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 3     | » »                            | 45,03            | 0,77             | 16,80                          | 5,14                           | 4,32 | 0,11 | 7,69 | 10,79 | 0,01 | 3,64              | 2,60             | —                             | —               | 3,34              | 0,24              |
| 4     | » »                            | 45,61            | 0,82             | 15,66                          | 7,46                           | 2,09 | 0,16 | 8,32 | 10,52 | —    | 3,72              | 1,34             | —                             | —               | 3,76              | 0,34              |
| 5     | » »                            | 44,18            | 1,28             | 9,94                           | 8,28                           | 1,01 | 0,14 | 9,64 | 11,90 | —    | 0,23              | 5,00             | 1,49                          | —               | 5,44              | 0,94              |
| 6     | » »                            | 44,79            | 1,17             | 15,72                          | 5,16                           | 3,82 | 0,14 | 6,73 | 11,90 | —    | 1,82              | 4,00             | 0,47                          | —               | 3,82              | 0,44              |
| 7     | » »                            | 45,90            | 1,28             | 12,77                          | 7,40                           | 0,54 | 0,25 | 5,76 | 11,10 | —    | 0,28              | 7,10             | 1,35                          | —               | 6,40              | 0,44              |
| 8     | Среднее из 7 анализов          | 44,89            | 1,01             | 14,98                          | 6,23                           | 3,06 | 0,19 | 7,54 | 11,67 | 0,02 | 2,04              | 3,38             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 9     | Лейцитовый тефритовый порфирит | 44,17            | 1,00             | 19,41                          | 7,86                           | 1,77 | 0,18 | 4,54 | 10,69 | —    | 4,66              | 1,40             | —                             | —               | 3,38              | 0,30              |
| 10    | То же                          | 45,84            | 0,84             | 19,38                          | 5,56                           | 4,35 | 0,16 | 4,96 | 10,69 | 0,15 | 3,30              | 1,92             | —                             | 0,10            | 2,24              | 0,45              |
| 11    | » »                            | 47,71            | 0,80             | 18,36                          | 5,46                           | 3,72 | 0,16 | 4,64 | 9,40  | 0,08 | 4,60              | 1,40             | —                             | 0,45            | 3,37              | 0,35              |
| 12    | » »                            | 41,28            | 0,86             | 16,27                          | 7,48                           | 0,29 | 0,22 | 1,41 | 11,95 | —    | 0,32              | 8,50             | 0,50                          | —               | 10,94             | 0,28              |
| 13    | » »                            | 46,83            | 0,96             | 16,20                          | 4,74                           | 3,92 | 0,20 | 6,68 | 9,20  | —    | 2,05              | 4,35             | 0,69                          | —               | 3,84              | 0,38              |
| 14    | Лейцитит                       | 47,06            | 0,95             | 19,52                          | 7,56                           | 1,22 | 0,14 | 0,77 | 8,45  | 0,60 | 5,74              | 3,06             | —                             | —               | 4,06              | 0,66              |
| 15    | То же                          | 40,52            | 0,81             | 16,26                          | 5,72                           | 3,59 | 0,09 | 4,68 | 5,67  | —    | 2,20              | 6,16             | 0,50                          | —               | 6,92              | 0,64              |
| 16    | Лейцитовый нефелинит           | 44,28            | 0,79             | 18,03                          | 3,90                           | 3,13 | 0,20 | 2,49 | 9,28  | 0,20 | 4,86              | 2,92             | —                             | 5,00            | 4,44              | 0,63              |
| 17    | Среднее из 8 анализов          | 44,71            | 0,88             | 17,93                          | 6,04                           | 2,75 | 0,17 | 3,77 | 9,42  | 0,13 | 3,49              | 3,71             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 18    | Андезит-трахитовый порфир      | 2,22             | 0,10             | 17,96                          | 7,24                           | —    | 0,10 | 3,09 | 5,10  | —    | 4,70              | 5,30             | —                             | —               | 2,90              | 0,50              |
| 19    | То же                          | 55,86            | 0,76             | 17,62                          | 4,17                           | 2,13 | 0,12 | 2,68 | 4,36  | —    | 2,65              | 8,04             | —                             | —               | 1,82              | 0,25              |
| 20    | Среднее из 2 анализов          | 54,04            | 0,43             | 17,79                          | 5,10                           | 1,06 | 0,11 | 2,88 | 4,73  | —    | 3,68              | 6,67             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 21    | Сиенит-порфир                  | 64,36            | 0,30             | 17,70                          | 2,34                           | 0,70 | 0,12 | 0,50 | 2,70  | —    | 7,90              | 1,40             | —                             | 1,40            | 2,00              | 0,58              |

Таблица 4 (продолжение)

| №<br>п/п | Порода                         | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому |     |      |      |    |    |    |    |      |       |      | Примечания                          |
|----------|--------------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|----|----|----|----|------|-------|------|-------------------------------------|
|          |                                | a                                            | c   | b    | s    | a' | f' | m' | c' | n    | Q     | a/c  |                                     |
| 1        | Тефрито-базальтовый порфирит   | 7,5                                          | 7,9 | 32,8 | 51,8 | —  | 33 | 40 | 27 | 70,9 | —19,3 | 0,95 | Анализ М. П. Орловой (1959)         |
| 2        | То же                          | 6,5                                          | 8,9 | 28,5 | 56,1 | —  | 45 | 30 | 25 | 51,5 | — 9,7 | 0,72 | То же                               |
| 3        | » »                            | 11,9                                         | 5,5 | 29,9 | 52,7 | —  | 29 | 44 | 27 | 67,4 | —23,9 | 2,16 | » »                                 |
| 4        | » »                            | 10,3                                         | 5,5 | 30,6 | 53,6 | —  | 28 | 47 | 25 | 81,0 | —18,9 | 1,87 | » »                                 |
| 5        | » »                            | 7,9                                          | 2,8 | 36,9 | 52,4 | —  | 22 | 45 | 33 | 6,02 | —13,8 | 2,8  | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 36  |
| 6        | » »                            | 10,0                                         | 6,0 | 30,0 | 54,0 | —  | 29 | 40 | 31 | 40,8 | —18,0 | 1,66 | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 46  |
| 7        | » »                            | 11,6                                         | 3,3 | 28,8 | 56,0 | —  | 26 | 36 | 38 | 7,01 | —13,9 | 3,5  | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 26  |
| 8        | Среднее из 7 анализов          | 9,7                                          | 5,5 | 31,2 | 53,6 | —  | 28 | 43 | 29 | 47,1 | —17,7 | 1,76 |                                     |
| 9        | Лейцитовый тефритовый порфирит | 13,3                                         | 7,4 | 24,1 | 55,2 | —  | 38 | 34 | 28 | 83,3 | —23,6 | 1,8  | Анализ М. П. Орловой (1959)         |
| 10       | То же                          | 10,7                                         | 8,6 | 24,1 | 56,6 | —  | 40 | 37 | 23 | 72,6 | —16,8 | 1,24 | То же                               |
| 11       | » »                            | 12,8                                         | 6,5 | 22,6 | 58,1 | —  | 38 | 37 | 25 | 83,1 | —16,0 | 1,97 | » »                                 |
| 12       | » »                            | 15,4                                         | 5,3 | 23,2 | 56,1 | —  | 35 | 12 | 53 | 5,2  | —23,0 | 3,0  | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 16  |
| 13       | » »                            | 11,5                                         | 5,7 | 26,2 | 56,7 | —  | 32 | 45 | 23 | 41,2 | —15,5 | 2,0  | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 96  |
| 14       | Лейцитит                       | 17,9                                         | 4,5 | 22,0 | 55,6 | —  | 66 | 6  | 28 | 73,8 | —29,1 | 4,0  | Анализ М. П. Орловой (1959)         |
| 15       | То же                          | 16,5                                         | 4,8 | 23,0 | 55,7 | —  | 44 | 41 | 15 | 34,6 | —27   | 3,4  | Анализ Г. М. Фремда<br>(1963) № 146 |
| 16       | Лейцитовый нефелинит           | 16,9                                         | 5,3 | 19,6 | 58,2 | —  | 36 | 24 | 40 | 71,6 | —22,7 | 3,0  | Анализ М. П. Орловой (1951)         |
| 17       | Среднее из 8 анализов          | 14,4                                         | 6,1 | 22,6 | 56,9 | —  | 39 | 31 | 30 | 56,8 | —21,1 | 2,36 |                                     |
| 18       | Андезито-трахитовый порфир     | 18,9                                         | 3,2 | 15,5 | 62,4 | —  | 42 | 36 | 22 | 57,6 | —16,2 | 5,9  | Анализ М. П. Орловой (1959)         |
| 19       | То же                          | 17,9                                         | 3,2 | 12,9 | 66,0 | —  | 44 | 37 | 19 | 33,6 | — 7,0 | 5,6  | То же                               |
| 20       | Среднее из 2 анализов          | 18,6                                         | 3,2 | 13,8 | 64,4 | —  | 42 | 37 | 21 | 45,8 | —11,6 | 5,8  |                                     |
| 21       | Спелит-порфир                  | 19,5                                         | 2,2 | 4,7  | 73,6 | —  | 55 | 26 | 19 | 89,0 | + 5,4 | 7,1  | Анализ М. П. Орловой (1959)         |

гает размеров около  $10 \text{ км}^2$ . Кроме штоков щелочных габброидов, в районе известны дайки сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров; большая их часть приурочена к массиву Ирису, но они встречаются и в других участках зоны, а также в юго-западной части Боролдай-Джебаглинской зоны (район пос. Ванновка). Эта зона, как уже говорилось выше, чрезвычайно бедна магматическими породами верхнепалеозойского возраста. В ее пределах отмечен только один небольшой шток сиенитов, переходящих в граносиениты, по данным М. В. Ташининой (1951), очень сходных с вышеуказанными дайками.

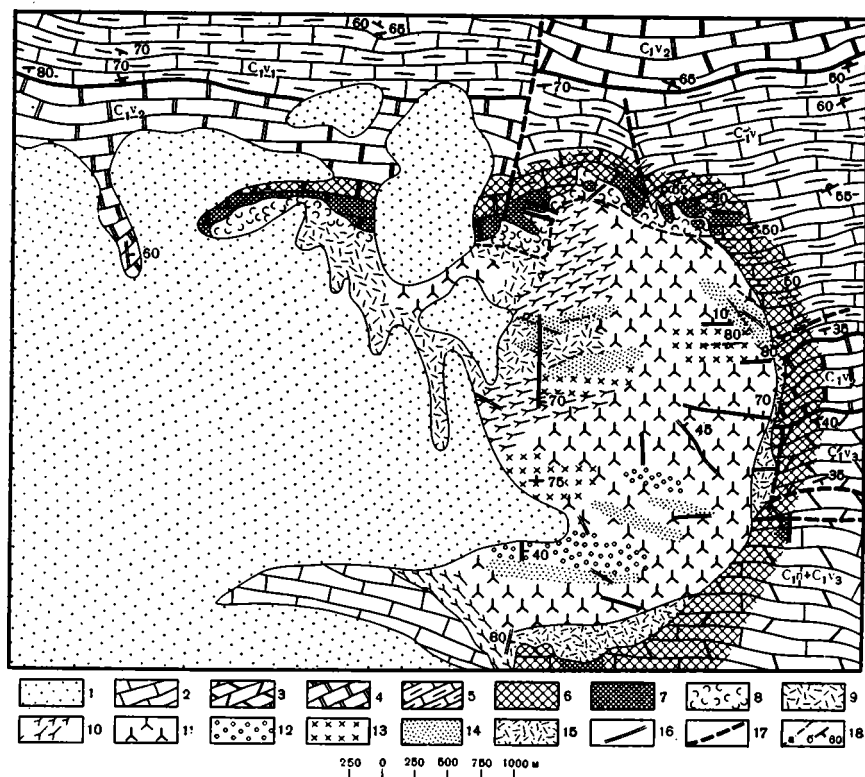
Большая часть мелких штоков щелочных габброидов сложена среднезернистыми меланократовыми биотитизированными шонкинитами, как правило, очень сильно разрушенными, что весьма затрудняет их изучение. Массив Каинды и особенно массив Ирису сложены разнообразной гаммой щелочных пород, состав которых меняется от весьма основного повышенной щелочности до достаточно кислого с высоким содержанием щелочей, отвечающего кварцевым сиенитам. Ниже приводится более детальное описание пород массива Ирису, условий их залегания и характера взаимодействия с вмещающей толщей.

### М а с с и в  И р и с у

Массив Ирису находится на водоразделе р. Аксу и верховьев р. Ирису, правой составляющей р. Машат. Он приурочен к центральной части северной половины Арысь-Угамской зоны, сложенной карбонатной толщей верхнедевонского и нижнекарбонового возраста; суммарная мощность этой толщи составляет здесь более 3000 м. В районе массива Ирису на поверхность выходят главным образом визейские породы, представленные известняками, доломитовыми известняками, доломитами и мергелями с мало мощными прослоями алевролитов и с кремнистыми стяжениями. В южной части массива, по р. Аксу, выходят более высокие горизонты карбонатной толщи, имеющие преимущественно известняковый состав и относящиеся к верхнему визе—намюру. Породы карбонатной толщи смяты в простые складки широтного простирания с углами падения, варьирующими от 30 до 60°. В общем простые складчатые структуры нарушены и осложнены многочисленными надвигами того же субширотного направления, плоскости которых полого падают на юг (под углами 25—40°). Перемещения по этим надвигам, по-видимому, достигают порядка десятка километров; в их фронтальных частях слои оказываются задранными (углы падения возрастают до 80—90°), а нередко находятся в опрокинутом залегании.

Массив Ирису приурочен к сбросу меридионального направления, сдвигающему широтные структуры; вблизи этого нарушения слои карбонатных пород смяты более интенсивно и образуют мелкие складки высших порядков. К северу и к югу от выхода интрузии Ирису располагаются крупные широтные надвиги, с ними связаны более мелкие тектонические нарушения того же простирания, отмечаемые к востоку от интрузии. Массив имеет в общем овальную форму, несколько вытянутую в широтном направлении, и достигает примерно  $10 \text{ км}^2$ , но в связи с тем, что его западная часть перекрыта мощной толщей неоген-четвертичных конгломератов, на поверхность выходит лишь восточная половина массива, составляющая около  $6 \text{ км}^2$ .

М. Н. Орлова (1960), занимавшаяся изучением массива Ирису, считает, что он формировался в несколько фаз, имеет концентрически зональное строение, залегает согласно с вмещающими породами и при своем внедрении имел высокую механическую активность, благодаря которой вмещающие породы испытали складчатые и разрывные деформации, т. е. массив может быть отнесен к диапир-плутонам. При детальном



Фиг. 13. Схематическая геологическая карта интрузии Ирису  
(составлена Т. В. Молчановой, 1956)

Вмещающие породы: 1 — верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные конгломераты, суглинки, известняки ( $N_2 - Q_1$ ); 2 — палеозойские верхневизейские известняки, нерасчлененные ( $C_1n - C_1v_3$ ); 3 — верхневизейские доломиты и известняки с кремнистыми стяжениями ( $C_1v_3$ ); 4 — средневизейские известняки ( $C_1v_3$ ); 5 — нижневизейские доломиты, известняки, мергели, алевролиты ( $C_1v_1$ ); 6 — мраморы; 7 — скарны. Породы массива: 8 — пироксениты; 9 — меланократовые шонкиниты; 10 — полосчатые шонкиниты; 11 — равномернозернистые шонкиниты; 12 — порфировидные «псевдолейцитовые» шонкиниты и щелочные сиениты; 13 — монзониты; 14 — щелочноземельные сиениты; 15 — меланократовые сиениты и альбитовые сиениты; 16 — дайки сиенит-пегматитов, порфировидных сиенитов и сиенит-порфиров; 17 — разрывные нарушения; 18a — ориентированные текстуры пород массива; 18b — элементы залегания

изучении массива почти ни одно из приведенных положений М. Н. Орловой не подтвердилось. Массив Ирису является резко дискордантным, внедрился в участок пересечения тектонических нарушений субширотного и меридионального направлений.

Обнаженность массива неодинакова: его восточная часть, восточный и северный контакты обнажены относительно хорошо, южный контакт обнажен значительно хуже, а западная часть почти полностью скрыта под конгломератами неоген-четвертичного возраста. Наиболее простым является восточный контакт, где наблюдается резкая граница между мраморизованными вмещающими породами и интрузией. Северный контакт весьма сложный, с многочисленными апофизами интрузивных пород, клиньями и ксенолитами скарнированных известняков в теле массива; южный контакт, по-видимому, также имеет достаточно сложное строение. Помимо различий в форме линии контакта, наблюдается различие и в характере изменения вмещающих пород. Вдоль восточного контакта карбонатные породы превращены в крупно- или среднезернистые мраморы,

тогда как около южного и особенно северного контакта интенсивно развиваются скарны, среди которых залегают магнетитовые тела линзовидной формы. Такое различие в характере контактов связано с прохождением здесь меридионального тектонического нарушения, вблизи которого вмещающие породы были интенсивно раздроблены, а затем в различной степени переработаны магматическими растворами; вдоль восточного контакта развиты известняки, испытавшие лишь термальное воздействие интрузии.

В пределах интрузии Ирису выходят разнообразные породы: пироксениты, меланократовые и мезократовые шонкиниты, монцониты и сиениты, в том числе псевдолейцитовые сиениты, а также большое количество даек сиенит-пегматитов, мелкозернистых сиенитов и сиенит-порфиров (фиг. 13).

В северной части интрузии преимущественно развиты разновидности более меланократового состава. Непосредственно в эндоконтакте выходят пироксениты, которые постепенно сменяются меланократовыми, а затем мезократовыми шонкинитами, часто имеющими текстуру типичных «эруптивных брекчий», весьма характерных для эндоконтактов гранитных интрузий (Дембо, 1956; Заварицкий, 1937, и др.). Ориентировка обильных ксенолитов мраморов, превращенных в скарны, различного состава обломков в эндоконтактных «эруптивных брекчиях», а также размещение отдельных разновидностей и направленность трахитоидных структур в них, в общем плане подчинены субширотному направлению, совпадающему с простиранием осадочной толщи. В центральной и более южной части интрузии развиты более лейкократовые разновидности, в которых наблюдается меньшее количество ксенолитов и отсутствуют ориентированные структуры. Только в непосредственной близости с южным контактом вновь появляются более меланократовые разновидности, в которых содержатся ксенолиты перекристаллизованных карбонатных пород, имеющих также субширотную ориентировку. Такое неравномерное распределение развитых в пределах массива разновидностей отнюдь не подтверждает точки зрения М. П. Орловой о его концентрически-зональном строении, а может говорить об асимметричной форме. Поступление магматического расплава, по-видимому, происходило в восточной части массива по крутопадающей субмеридиональной трещине (на что указывает крутое падение восточного контакта), а затем он распределялся по более пологим трещинам субширотного простирания в северо-западном направлении. На относительно пологий характер северного и западного контакта также указывает наличие в этих участках широкой зоны экзоскарнов, отсутствующих вдоль восточного контакта.

### *Породы экзоконтакта*

Вдоль восточного контакта массива вмещающие породы испытывают только мраморизацию или ороговикование. Ширина этой зоны достигает 300 м, а иногда 500 м. Наиболее чистые доломитовые и известняковые слои превращаются в крупно- и среднезернистые мраморы белого, сероватого и голубоватого цвета. Прослои темно-серого известняка, богатые органическим веществом, мраморизуются значительно слабее, а по прослоям, обогащенным глинистым или алевролитовым материалом, развиваются мелкозернистые роговики, содержащие некоторые новообразованные минералы.

**Мраморы.** В большинстве случаев мраморы имеют белую или серовато-белую окраску, крупно- и среднезернистое сложение. Они состоят из зерен кальцита, среди которых изредка встречаются отдельные зерна кварца. Структура породы мостовидная, гранобластовая, иногда нематогранобластовая. В прослоях, обогащенных органическим веществом, зер-

нистость резко уменьшается и они представляют собой слабо метаморфизованную карбонатную породу со скоплениями непрозрачного органического вещества. В нескольких случаях наблюдалось появление в мраморах отдельных идиоморфных зерен магнетита.

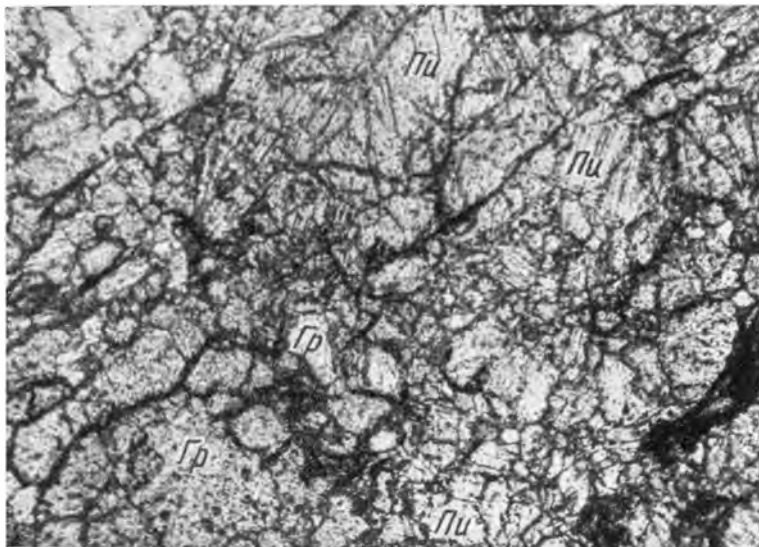
Роговики. Эти породы наблюдались преимущественно на северо-восточном контакте интрузии, где вмещающими породами являются отложения нижнего визе, содержащие прослой мергелей и алевролитов.

Роговики состоят из гранобластовых зерен кальцита (0,2—0,5 мм), среди которых появляются более мелкие зерна (0,03—0,05 мм) плагиоклаза состава андезина или олигоклаз-андезина, пироксена, граната, талька и минералов эпидот-поизитовой группы. Иногда зерна этих минералов образуют вытянутые, сходные со скарнами скопления, которые чередуются с прослоями более чисто кальцитового состава. Пироксен из такого роговика представлен очень бледно-зеленым, почти бесцветным диопсидом. Определения его показателей преломления дали  $n_g = 1,706$ ,  $n_m = 1,682$ ,  $n_p = 1,678$ ,  $N_g - N_p = 0,028$ ,  $N_g \wedge C = 39^\circ$ , что отвечает диопсиду с очень небольшой примесью (10%) генеденбергитовой молекулы.

Экзоскарны. Как уже говорилось выше, скарновые породы развиты главным образом у северного и отчасти у южного контакта интрузии. К скарнам северного контакта приурочиваются скопления магнетитов, образующие рудные тела линзовидной формы, которые в северо-западной части достигают крупных размеров и имеют промышленное значение. В южном контакте также отмечаются отдельные разрозненные участки развития скарнов, содержащие мелкие линзы магнетитов, не имеющих практического значения.

Макроскопически скарны представляют собой неравномерно-зернистые, обычно довольно светлые породы зеленоватого, буроватого или коричневого оттенков. Соответственно, по преобладанию того или иного минерала в скарнах можно различить пироксеновые скарны, пироксен-гранатовые, гранат-эпидотовые и т. д. Наиболее широко развиты пироксен-гранатовые скарны.

Мономинеральные пироксеновые скарны обладают роговиковой или гранобластовой структурой и состоят из мелких зерен бесцветного или очень бледно-зеленоватого пироксена, который, судя по показателям преломления  $n_g = 1,700—1,702$ ,  $n_m = 1,680$ ,  $n_p = 1,670$ , двупреломление  $= 0,030$  и углу угасания  $N_g \wedge C = 39^\circ$ , принадлежит диопсиду. Среди мелких зерен нередко расположены более крупные порфиробласты пироксена того же состава, приобретающие форму, близкую к идиоморфной, но не всегда еще имеющие однородную оптическую ориентировку (фиг. 14). В пироксеновых скарнах наблюдаются единичные зерна зеленой шпинели и мелкие кристаллы магнетита. Мономинеральные диопсидовые скарны имеют весьма ограниченное развитие, чаще они сменяются пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами, которые, кроме пироксена и граната, содержат в небольших количествах разнообразные минералы, в том числе скаполит, плагиоклаз ( $An_{40-50}$ ), эпидот или поизит, пренит, флогопит, хлорит, кальцит и магнетит. В пироксен-гранатовых скарнах отчетливо наблюдается замещение диопсида гранатом. Гранат встречается двух видов: первый принадлежит буроватому гроссуляру, бесцветному в шлифе, который в виде мелкозернистых агрегатов замещает и нередко полностью вытесняет диопсид. Кроме бесцветного гроссуляра, иногда даже в одном шлифе с ним, присутствуют более крупные идиоморфные темно-бурые зональные кристаллы меланита, часто в ассоциации с магнетитом, постепенно вытесняющие гроссуляр. Одновременно с гранатом по пироксену развиваются крупные порфиробласты скаполита, сохраняющие включения реликтового диопсида. Эти минералы в свою очередь замещаются флогопитом, хлоритом, магнетитом и кальцитом.



Фиг. 14. Пироксен-гранатовый скарн. Пи—пироксен (диопсид).  
Гр—гранат. Ув. 45, ник. =

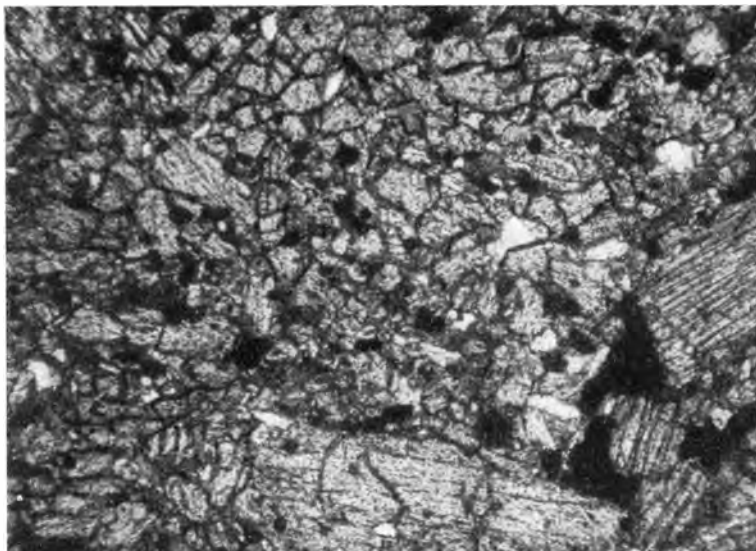
Последние вместе с эпидотом и цоизитом образуют, кроме того, тонкие прожилки, секущие скарны.

Такая последовательность образования минералов, слагающих скарны, позволяет считать, что ранняя ассоциация диопсида и шпинели представляла собой магнезиальные скарны, образовавшиеся в результате воздействия на доломитовые известняки и доломиты высокотемпературных магматических растворов, поступающих из внедрявшейся интрузии, и их инфильтрационно-диффузионного замещения (Жариков, 1958а, б, 1960). Возможно, что появление небольшого количества плагиоклаза связано с наличием в исходной карбонатной породе глинистого материала. Последовательное замещение диопсидовых скарнов гранатом, скаполитом и магнетитом, а затем флогопитом, хлоритом и эпидотом могло происходить в раннюю послемагматическую и гидротермальную стадии при продолжающемся поступлении растворов из остывающей интрузии. А. Б. Баталов (1961), изучавший магнетитовые руды Ирису, считает, что они формировались путем метасоматического замещения экзоскарнов. В рудных телах в наиболее позднюю гидротермальную стадию, после отложения главной массы магнетита, по данным А. Б. Баталова, происходило отложение сульфидов, в том числе пирита, халькопирита, пирротина, кобальтина, сфалерита и галенита, а также очень малого количества золота.

### *Породы массива*

**Пироксениты.** В эндоконтакте северной части интрузии Ирису развиты наиболее меланократовые из слагающих ее пород, принадлежащие пироксенитам. Они образуют узкую, плохо выдерживающуюся по ширине зону, в пределах которой содержатся многочисленные клинья и ксенолиты магнезиальных скарнов и даже относительно слабо измененных карбонатных пород. Линия контакта между изверженными и метасоматически измененными карбонатными породами очень неровная, а иногда не резкая, и между ними наблюдаются как бы постепенные переходы. Наличие постепенных переходов, по-видимому, объясняется тем, что в послемагматическую стадию пироксениты также подвергаются





Фиг. 15. Мелкозернистый пироксенит с отдельными крупными кристаллами пироксена и магнетитом. Ув. 45, ник. =

скарнированию с образованием эндоскарнов, которые по составу приближаются к экзоскарнам.

Макроскопически пироксениты представляют собой темно-зеленые почти черные мелко- или среднезернистые породы, нередко на 70—85 % состоящие из пироксена (фиг. 15). Второстепенными минералами являются оливин, биотит, ортоклаз и псевдолейцит, из аксессуарных обычных апатит, титанит и магнетит. Кроме того, нередко в пироксенитах развивается амфибол состава гастингсита, скаполит, меланит и более поздние продукты замещения перечисленных минералов: канкринит, хлорит, цеолиты и т. д.

Пироксен по характеру образуемых зерен и их составу принадлежит трем разновидностям. Первая разновидность представлена бледно-зеленоватым пироксеном с очень слабым плеохроизмом. Она образует хорошо сформированные идиоморфные кристаллы короткопризматической формы, часто дающие 8-гранные сечения с ясной пересекающейся спайностью. Нередко кристаллы имеют зональное сложение — их ядро относится к бледно-зеленоватому пироксену, а периферическая зона имеет более ярко-зеленую окраску и весьма заметный плеохроизм. Ширина периферической более ярко окрашенной зоны различна: иногда это лишь узкая полоска, чаще ширина ее составляет около  $\frac{1}{3}$  кристалла, но нередко почти весь кристалл принадлежит зеленому пироксену, лишь в центральной части которого сохраняются участки бледно окрашенного пироксена.

| Разно-<br>видность | ng    | nm    | np    | Ng\с | Ng-Np | 2V  | Окраска              | Состав                                  |
|--------------------|-------|-------|-------|------|-------|-----|----------------------|-----------------------------------------|
| I                  | 1,718 | 1,698 | 1,693 | 42°  | 0,025 | 59° | Очень бледно-зеленая | Диопсид-авгит                           |
| II                 | 1,730 | 1,710 | 1,704 | 52°  | 0,026 | 66° | Зеленая              | Эгиринсодержащий<br>авгит (12% эгирина) |
| III                | 1,700 | 1,679 | 1,669 | 40°  | 0,031 | 54° | Бесцветная           | Диопсид                                 |

Таким образом, более ранним кристаллизовался диопсид-авгит, имеющий бледно-зеленоватую окраску, позже он обрастает каемкой авгита, содержащего 12—13% эгирина. Эгиринсодержащий авгит плеохроирует: по *ng* — бледно-зеленый, по *nm* — буровато-зеленый, по *np* — ярко-зеленый. В нем наблюдается слабая дисперсия биссектрис при  $g < v$ . Кроме зональных кристаллов пироксена, представленных этими двумя разновидностями, в породе наблюдаются гранобластовые агрегаты мелких зерен бесцветного или почти бесцветного пироксена третьей разновидности (константы которой также приведены выше), имеющего состав диопсида с небольшой примесью геденбергитовой молекулы. Агрегаты таких гранобластовых зерен диопсида содержат зерна магнетита и апатита. По своему составу и гранобластовым структурам эти агрегаты зерен диопсида тождественны диопсиду магнезиальных монопироксеновых скарнов и, по видимому, являются ксенолитами последних в пироксенитах. Интересно, что отдельные участки такого мелкозернистого диопсида нередко окружены общей оторочкой эгиринсодержащего авгита, аналогичного эгиринсодержащему авгиту периферической зоны кристаллов.

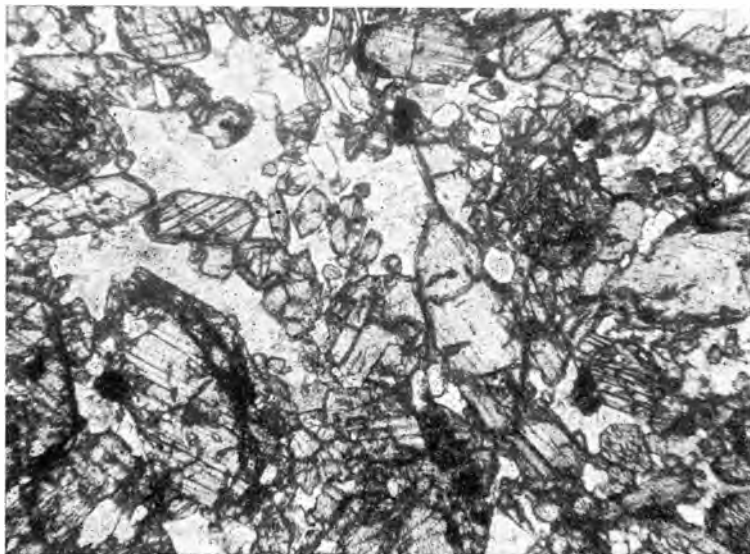
Изредка в пироксенитах встречаются округлые зерна оливина, иногда довольно хорошей сохранности, количество которого не превышает 5—10%. Чаще он замещен серпентином. В пироксенитах нередко присутствует небольшое количество ортоклаза и «псевдолейцита» (около 10%) в виде неправильных ксеноморфных зерен. «Псевдолейцит» (подробнее см. ниже), как правило, нацело замещен канкринитом, серицитом, цеолитами, а зерна ортоклаза нередко сохраняются очень чистыми. Часто в пироксенитах присутствует переменное количество зеленовато-бурого биотита, принадлежащего мероксену, т. е. биотиту, богатому MgO.

|    | <i>ng</i> | <i>nm</i> | <i>np</i> | <i>Ng—Np</i> | 2 <i>V</i> | Состав   |
|----|-----------|-----------|-----------|--------------|------------|----------|
| Би | 1,625     | 1,621     | 1,578     | 0,047        | 18°        | Мероксен |

Мелкотаблитчатые агрегаты и более крупные чешуй биотита окружают и включают в себя кристаллы пироксена и при этом они сопровождаются выделениями мелких неправильных зерен магнетита. Такое взаимоотношение кристаллов пироксена и чешуй биотита указывает на более позднее образование последних.

|    | <i>ng</i> | <i>nm</i> | <i>np</i> | <i>Ng—Np</i> | <i>Ng</i> ∧ <i>C</i> | Состав     |
|----|-----------|-----------|-----------|--------------|----------------------|------------|
| Ам | 1,716     | 1,710     | 1,694     | 0,022        | 18—20°               | Гастингсит |

В нескольких случаях отмечалось присутствие густо окрашенного бурого амфибола — гастингсита, который образует крупные порфиروбласты пойкилитового сложения, включающие в себя мелкие зерна пироксена, таблички биотита и зерна магнетита. Это говорит о более позднем времени выделения амфибола. Возможно, одновременно с амфиболом или еще позже появляются идиоморфные зональные кристаллы темноокрашенного граната — меланита, замещающего пироксен, и крупные ксеноморфные порфиروбласты скаполита и пренита. Образование пренита,



Фиг. 16. Меланократовый шонкинит. В крупные выделения калинатрового полевого шпата включены более мелкие идиоморфные зерна пироксена. Ув. 45, ник.=

граната и скаполита, а также амфибола, по-видимому, связано с поздними или послемагматическими процессами, наложенными на пироксениты. Пироксениты обычно рассечены сетью мелких прожилков полевошпатового состава, вблизи контакта с которыми в пироксенитах происходит обогащение полевошпатовым материалом. Тонкие прожилки сложены среднезернистым сиенитом, а в более крупных жилах сиенит приобретает порфировидную структуру за счет развития удлиненных, однородно ориентированных таблитчатых кристаллов калинатрового полевого шпата, достигающих 3—4 см в длину. Калинатровый полевой шпат очень сильно пелитизирован и пертитизирован вплоть до шахматного альбита. Пироксен ряда диопсид-авгита, содержащийся в сиенитовой прожилке, замещается гранатом, магнетитом и эпидотом.

**Меланократовые шонкиниты.** Описанные выше пироксениты постепенно переходят в меланократовые шонкиниты, которые тоже имеют темную зеленовато-серую окраску. Они наблюдались в северо-западной части интрузии и, по-видимому, имеют здесь весьма широкое распространение, но плохо прослеживаются из-за перекрывающих их неоген-четвертичных конгломератов. При первом впечатлении меланократовые шонкиниты кажутся мелкозернистыми породами, также сложенными главным образом пироксеном, но при определенном угле поворота штупа в них видны иризирующие поверхности плоскостей спайности крупных зерен полевого шпата, достигающих 5 см в поперечнике и переполненных многочисленными мелкими кристаллами пироксена. В шлифе видно, что порода состоит главным образом из крупных резко ксеноморфных пойкилитовых зерен ортоклаза, множества мелких, включенных в ортоклаз, бледно-зеленых, часто зональных кристаллов пироксена и отдельных относительно крупных кристаллов пироксена того же характера, располагающихся на границах зерен ортоклаза (фиг. 16).

Здесь же размещаются редкие выделения измененного псевдолейцита, сосюритизированного плагиоклаза, таблицы биотита, идиоморфные кристаллы и неправильные зерна меланита и ксеноморфные выделения пренита.

Пироксен меланократовых шонкинитов совершенно аналогичен описанному выше пироксену пироксенитов. Ядра зональных кристаллов также принадлежат диопсид-авгиту, а периферическая более ярко окрашенная зона — к эгиринсодержащему авгиту.

| Разновидность     | ng    | nm    | np    | Ng—Np | Ng∧C | Окраска              | Состав                 |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|------|----------------------|------------------------|
| Центральная часть | 1,720 | 1,700 | 1,694 | 0,26  | 44°  | Очень бледно-зеленая | Диопсид-авгит          |
| Оторочка          | 1,728 | 1,706 | 1,700 | 0,28  | 52°  | Зеленая              | Эгиринсодержащий авгит |

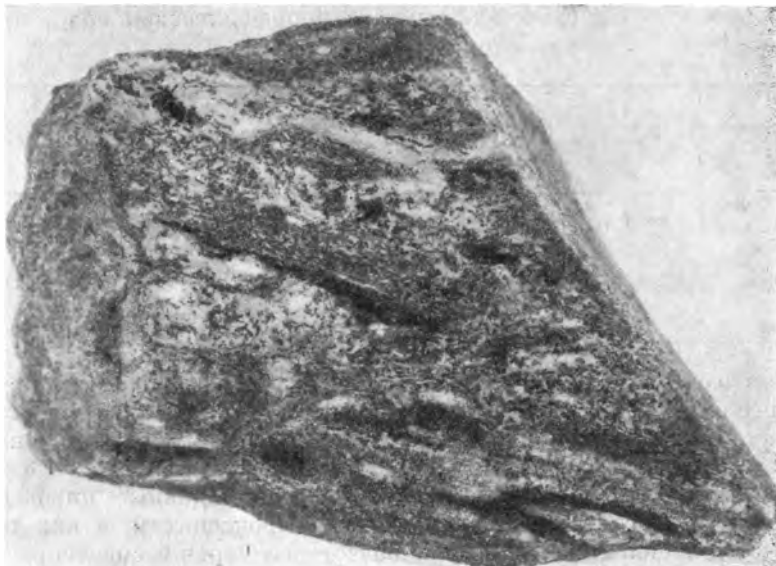
Количественное содержание пироксена и ортоклаза варьирует даже в пределах одного шлифа ( $\Pi = 20-50\%$ ), при этом встречаются участки, сильно обогащенные пироксеном, а с другой стороны, в тех участках, где развиты крупные пойкилитовые зерна ортоклаза, содержание пироксена заметно падает. Участки, обогащенные пироксеном, совершенно аналогичны описанным выше пироксенитам, в них также наблюдаются скопления мелких гранобластовых зерен бесцветного диопсида, сходного с диопсидом магнезиальных скарнов и имеющего такие же константы ( $N_g = 1,708$ ;  $N_m = 1,678$ ;  $N_p = 1,672$ ; двупреломление = 0,030; угол угасания  $Ng \wedge C = 38^\circ$ ). По-видимому, они также являются реликтами ксенолитов скарнированных карбонатных пород.

Ортоклаз меланократовых шонкинитов, так же как и пироксенитов, имеет весьма характерный облик. Это свежие или очень слабо пелитизированные по краям, не пертитизированные и не сдвойникованные крупные ксеноморфные зерна. Плагиоклаз очень сильно серицитизирован и лишь изредка удается установить, что первично он имел достаточно основной состав ( $An_{50-55}$ ). Выделения «псевдолейцита», сложенные прорастаниями ортоклаза и нефелина, очень сильно замещены вторичными продуктами (серицитом, цеолитом, канкринитом и кальцитом) и не сохраняют своей первичной структуры (более детальное описание псевдолейцитов см. ниже).

Кроме перечисленных минералов, в меланократовых шонкинитах также отмечается присутствие неправильной формы пойкилитовых таблиц биотита, аналогичного по окраске и показателям преломления биотиту пироксенитов и, следовательно, богатого  $MgO$ . Еще более поздние пойкилобластовые зерна зеленовато-бурого амфибола, ксеноморфные относительно ортоклаза и биотита, отлагались, вероятно, в послемагматическую стадию.

**Шонкиниты.** В эту группу объединены весьма разнообразные породы, отличающиеся между собой главным образом текстурами и количественным соотношением минералов. Среди них выделяются: а) полосчатые, б) равномернозернистые и в) порфировидные шонкиниты.

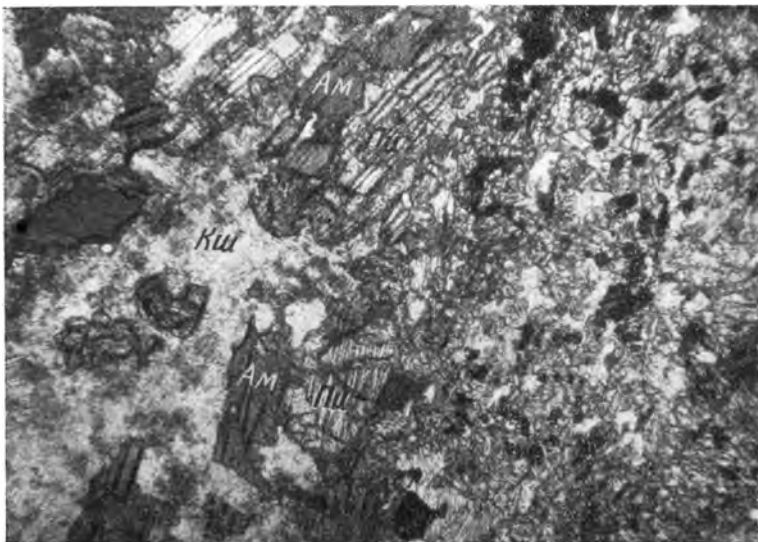
**Полосчатые шонкиниты.** Породы, отнесенные к полосчатым шонкинитам, имеют ориентированную полосчатую текстуру, сходную с гнейсовидной, состоят из чередующихся полос, линз и веретенвидных пятен, отличающихся друг от друга количественным соотношением породообразующих минералов. По своему облику они весьма сходны с «эруптивными брекчиями» эндоконтактов гранитных массивов, в которых отдельные обломки ориентированы в субширотном направлении, в общем совпадающем с простиранием вмещающей толщи (фиг. 17, 18). Наибольшим распространением эти породы пользуются в северной и центральной части массива, к востоку они постепенно утрачивают



Фиг. 17. Полосчатый шонкинит. 1/2 нат. вел.



Фиг. 18. Полосчатый шонкинит. 1/2 нат. вел.

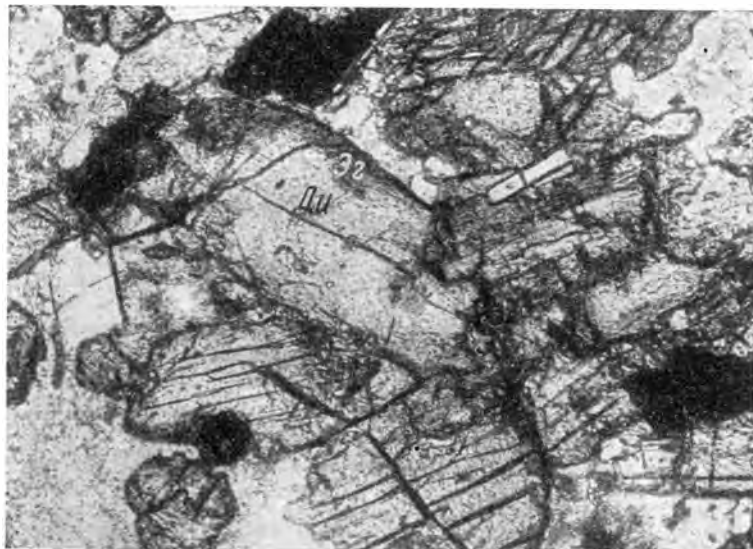


Фиг. 19. Агрегат мелких гранобластовых зерен диопсида окружен крупными идиоморфными зернами диопсид-авгита с зеленой каймой эгиринсодержащего авгита и более поздним амфиболом.  
Ув. 45, ник.=

ориентированную текстуру и переходят в равномернозернистые шонкиниты. Возможно, что в юго-западной части интрузии полосчатые шонкиниты имеют более широкое развитие, но не прослеживаются из-за плохой обнаженности.

Наиболее темные, почти черные полосы и линзы, слагающие эти породы, на 80% состоят из пироксена и представляют собой аналоги описанных пироксенитов. Темно-серые участки, занимающие промежуточное положение между пироксеновыми полосами и более лейкократовыми, отвечают меланократовым шонкинитам с характерными пойкилитовыми зернами свежего ортоклаза, содержащими обильные идиоморфные кристаллы диопсид-авгита. В более светлых, более лейкократовых участках калинатровый полевой шпат преобладает над пироксеном и появляется плагиоклаз; эти участки близки равномернозернистым шонкинитам. Самые светлые участки имеют небольшие размеры, отличаются розоватым оттенком, который связан с развитием сильно пелитизированного калинатрового полевого шпата, и очень небольшим содержанием цветных компонентов. Из них, наряду с пироксеном, широко развиты биотит и амфибол; пироксен иногда почти полностью отсутствует. По своему составу и облику эти породы отвечают сиенитам, описание которых будет дано ниже.

**Равномернозернистые шонкиниты.** Равномернозернистость пород, отнесенных к этой группе, в значительной мере относительна. Для них также характерно наличие участков скопления цветных минералов, контуры которых, однако, имеют более изометричную форму и меньшие размеры (5—10 см, редко более). Такого характера породы совершенно аналогичны «эруптивным брекчиям» эндоконтактовых частей гранитных массивов, где наблюдаются обломки с самым различным соотношением меланократовых и лейкократовых компонентов. Часть меланократовых ксенолитов принадлежит пироксенитам, аналогичным вышеописанным, и сложена на 70—80% диопсид-авгитом с примесью биотита и магнетита. Некоторые ксенолиты в центральной части представлены магнезиальными скарнами, состоящими из гранобластовых мелких зерен



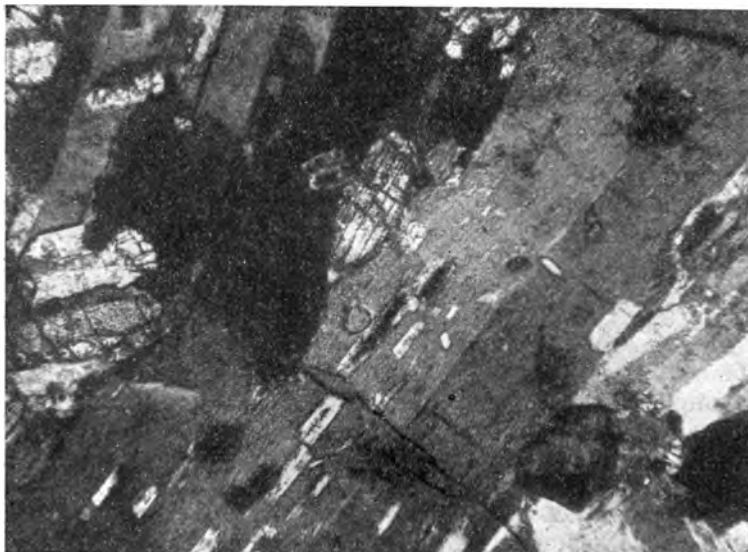
Фиг. 20. Равномернозернистый шонкинит. Зональный пироксен, внутренняя часть зерен — диопсид-авгит (Ди), периферическая — эгирин-авгит (Эг). Ув. 90, ник.=

бесцветного диопсида с порфиробластами того же состава. По периферии таких участков, особенно там, где появляются кристаллы калиевого полевого шпата, зерна пироксена приобретают идиоморфные очертания и обрастают одной общей каймой зеленого эгиринсодержащего авгита, а затем амфиболом (фиг. 19). От меланократовых ксенолитов через промежуточные разности происходит переход к среднезернистым, равномерно-зернистым мезократовым породам, которые обычно цементируют обломки или иногда имеют характер неправильных прожилков.

По мере уменьшения количества ксенолитов породы приобретают более равномернозернистое среднезернистое сложение и мезократовый состав. Они состоят из оливина (5—10%), пироксена (около 30%), плагиоклаза (5—15%), калинатрового полевого шпата (40—50%) и переменного количества биотита, амфибола и нефелина. Акцессорные минералы в них представлены апатитом, титанитом, магнетитом и редко — цирконом.

Пироксен равномернозернистых шонкинитов обычно представлен единичными зональными кристаллами или группами таких кристаллов, достигающими 2—3 мм. Их ядра имеют бледно-зеленоватую окраску и принадлежат диопсид-авгиту, а узкая периферическая часть, более ярко окрашенная, плеохроирующая от желтовато-зеленоватого по ng через бледно-зеленый по nm до ярко-зеленого по np, относится к эгиринсодержащему авгиту (фиг. 20).

|           | ng    | nm    | np    | Ng/C | Ng — Np | Окраска                                        | Состав                                     |
|-----------|-------|-------|-------|------|---------|------------------------------------------------|--------------------------------------------|
| Ядро      | 1,718 | 1,702 | 1,693 | 50°  | 0,025   | Бледно-зеленая                                 | Диопсид-авгит, возможно с примесью эгирина |
| Периферия | 1,730 | 1,708 | 1,702 | 53°  | 0,028   | Плеохроирует от бледно-зеленой до ярко-зеленой | Эгиринсодержащий авгит                     |



Фиг. 21. Равномернозернистый шонкинит. Крупное зерно калинатрового полевого шпата включает мелкие кристаллы плагиоклаза. Ув. 45, ник.=

Калинатровый полевой шпат встречается двух разновидностей. Крупные (2—5 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна свежего не пертитизированного и не сдвойникового ортоклаза с низким двупреломлением весьма сходны с ортоклазом меланократовых шонкинитов и пироксени-тов. Он кристаллизовался несколько позже пироксена и плагиоклаза, которые в виде мелких идиоморфных кристаллов включены в крупные зерна ортоклаза. Характерной особенностью этого ортоклаза является его пятнистость, выражающаяся в неодновременном угасании зерна; возможно, как считал К. Н. Вендланд (1937), это связано с примесью цельзиановой молекулы. Второй калинатровый полевой шпат образует удлинённые кристаллы, имеющие в длину 3 мм и более при ширине 0,5—0,8 мм, с хорошо выраженными простыми двойниками. Обычно по нему развиваются тонкие пертиты распада, распределяющиеся по трещинкам спайности. Эти калинатровые полевые шпаты различаются друг от друга по углу оптических осей и по показателям преломления.

| Разновид-<br>ность | ng    | nm    | np    | $\frac{Ng + Nm}{2} - Np$ | 2V     | Состав                                             |
|--------------------|-------|-------|-------|--------------------------|--------|----------------------------------------------------|
| I                  | 1,525 | 1,524 | 1,520 | 0,0045                   | 45—55° | Ортоклаз с 12—13%-ной примесью альбитовой молекулы |
| II                 | 1,530 | 1,527 | 1,523 | 0,0055                   | 70—75° | Натровый ортоклаз                                  |

Первый из них принадлежит ортоклазу, содержащему не более 13% альбитовой молекулы, а второй — более богатому натрием натровому ортоклазу, по которому образуются тонкие пертиты распада. Удлиненные кристаллы натрового ортоклаза иногда имеют ориентированное расположение, что придает породе трахитоидный облик.

Количество плагиоклаза в шонкинитах весьма непостоянно, часто он практически отсутствует или содержится лишь в виде мелких кристаллов



внутри зерен натрового ортоклаза (фиг. 21); в других случаях он образует крупные удлиненные таблицы, содержание которых возрастает до 15%, и, таким образом, порода по составу уже близка к монцониту. Состав плагиоклаза постепенно меняется: в наиболее меланократовых разновидностях он отвечает андезин-лабрадору ( $An_{50-52}$ ), а в лейкократовых — андезину или олигоклаз-андезину ( $An_{30-40}$ ).

В равномернозернистых шонкинитах в большем количестве, чем в меланократовых шонкинитах и пироксенитах, встречаются тонкие дактилоскопические прорастания ортоклаза и нефелина, которые В. А. Николаев считал типичными псевдолейцитами, т. е. псевдоморфозами по кристаллам лейцита.

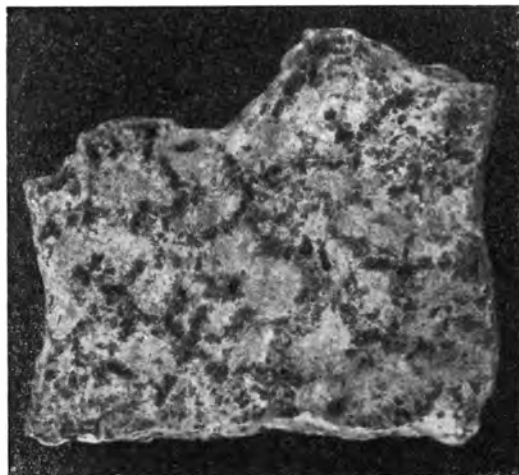
Кроме описанных минералов, довольно часто присутствуют таблитчатые выделения биотита, плеохроирующего от соломенно-желтого до темного бурого цвета. Нередко они дают скопления, окружающие идиоморфные кристаллы пироксена, или образуют более крупные (до 1—2 мм) зерна неправильной формы. Такой характер выделений биотита говорит о более позднем его отложении, чем пироксена. Одновременно с биотитом выделяются зерна магнетита, многочисленные мелкие призматические кристаллы апатита и, реже, конвертовидные кристаллы сфена.

В ряде шлифов отмечается присутствие крупных порфиробластовых зерен буро-зеленого амфибола, которые включают в себя не только более мелкие кристаллы пироксена и плагиоклаза, но также и биотит, что указывает на более позднее, возможно послемагматическое, время его отложения. Судя по показателям преломления, двойному лучепреломлению и углу угасания, амфибол принадлежит гастингситу, аналогичному гастингситу, встречающемуся в пироксенитах (см. выше).

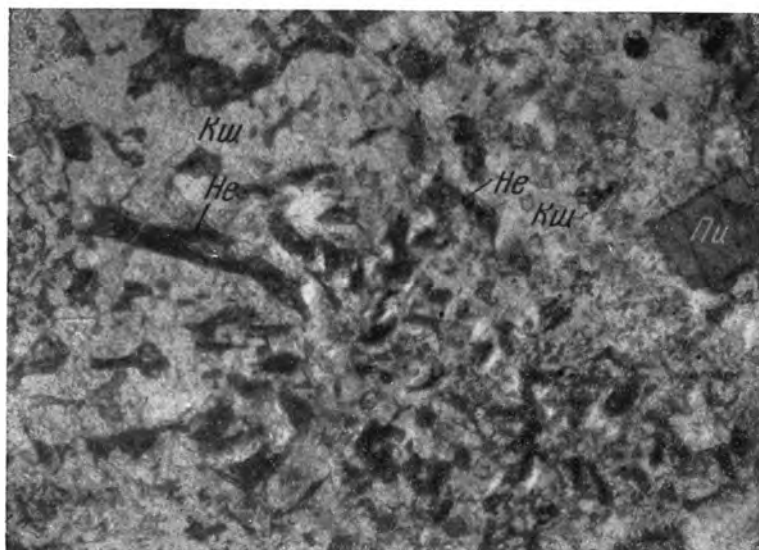
Порфировидные шонкиниты имеют ограниченное распространение и распределяются в теле интрузии весьма неравномерно, образуя небольшие не поддающиеся оконтуриванию участки. Лишь в двух местах (нанесенных на карту) они распространены более широко и дают с окружающими равномернозернистыми шонкинитами постепенные переходы. Порфировидные шонкиниты отличаются от последних тем, что на фоне среднезернистой равномернозернистой массы породы выделяются небольшие (0,5—1,0 см в диаметре) округлые пятна белого цвета (фиг. 22), состоящие из прорастаний ортоклаза и нефелина. По сути говоря, порфировидные шонкиниты сходны с фергуситами, которые были описаны В. А. Николаевым в массиве Каинды, но отличаются от них менее четкими ограничениями «псевдолейцитов» и большей раскристаллизованностью основной массы породы. В порфировидных шонкинитах основная масса содержит переменное количество меланократового материала и по составу варьирует от пироксенита, содержащего до 75—80% пироксена, через меланократовые до мезократовых шонкинитов. Количество порфировидных лейкократовых выделений также очень переменное. В одних случаях они составляют не более 20—25% объема породы и имеют более крупные размеры (1,2 мм), а в других преобладают над вмещающей массой, почти соприкасаясь друг с другом, но не превышают 0,8 мм в поперечнике.

При микроскопическом изучении видно, что периферические части порфировидных выделений сложены тончайшими дактилоскопическими сростаниями ортоклаза и нефелина, размеры которых постепенно увеличиваются к центру, приобретая более грубый пегматоидный облик. Нефелин таких вростков, как правило, превращен в содалит или в агрегат мелких зерен серицита, цеолитов и, иногда, канкринита (фиг. 23).

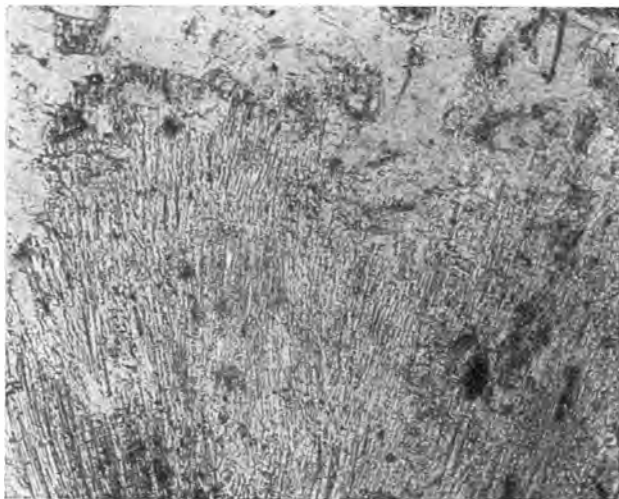
При изучении псевдолейцитов пород Ирису под микроскопом автору удалось наблюдать, что дактилоскопические сростания ортоклаза и нефелина далеко не всегда имеют полигональную или округлую форму, сходную с формой кристаллов лейцита. Значительно чаще эти образования



Фиг. 22. Порфировидный монкиинит с округлыми выделениями «псевдолейцита». 3/4 нат. вел.



Фиг. 23. Срастания ортоклаза и нефелина (замещенного вторичными продуктами) в «псевдолейците», сходные с пегматитовыми срастаниями. Кш — калинатровый полевой шпат, Не — нефелин, Пи — пироксен. Ув. 20, яик.==

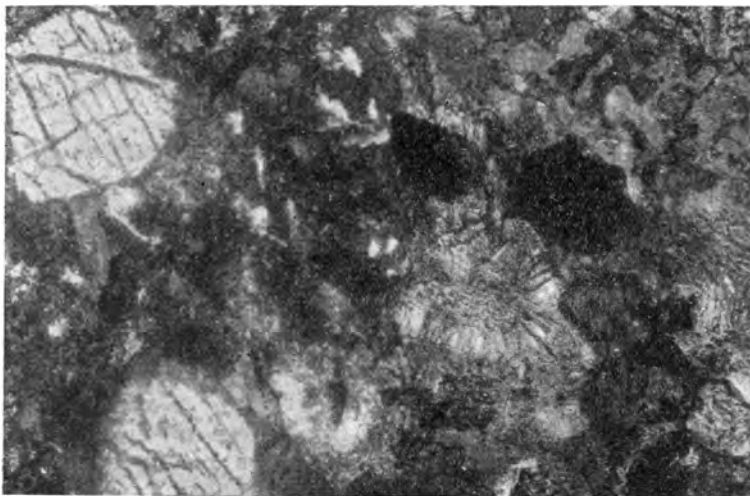


Фиг. 24. Сноповидная форма сростаний ортоклаза и нефелина («псевдолейцит»). Ув. 90, ник.=

имеют неправильную, сложную, ветвистую, сноповидную, фстончатую и даже удлинённую форму (фиг. 24); нередко они сходны с мирмекитами и, так же как последние, появляются на границе зерен ортоклаза и плагиоклаза (фиг. 25), что особенно четко видно в случаях, когда соприкасаются крупные удлинённые зерна ортоклаза и плагиоклаза (фиг. 26). Интересной особенностью этих сростаний является постепенное увеличение размеров индивидов нефелина от тончайших субмикроскопических червеобразных выделений в краевых частях агрегатов, до относительно крупных (0,5—1,2 мм) угловатых зерен, напоминающих пегматитовые вроски, которые распределяются в крупном зерне ортоклаза.

Такой характер сростаний ортоклаза и нефелина, а также развитие их на стыке крупных кристаллов ортоклаза и плагиоклаза, позволяет сделать вывод, что они образуются в результате замещения ранее выделившегося плагиоклаза ортоклазом, кристаллизовавшимся из магмы несколько позже. Порфировидные выделения в порфировидных шонкинитах, сложенные крупными зернами ортоклаза, содержащими вроски нефелина, по-видимому, представляют собой ксеноформные выделения ортоклаза, полностью заместившие плагиоклаз, альбитовая молекула которого дала нефелин.

Вопрос о генезисе псевдолейцитов до сих пор остается далеко не разрешенным, несмотря на то, что им занимались многие крупные петрографы. Эксперименты, проведенные в 30-х годах Н. Боуэном и другими исследователями (Bowen a. Morey, 1922; Bowen a. Ellestad, 1937; Bowen a. Schairer, 1938; Schairer a. Bowen, 1935, 1947) над тройной системой  $KAlSiO_4$ — $NaAlSiO_4$ — $SiO_2$ , привели его к выводу, что на ранних стадиях кристаллизации магмы в результате инконгруэнтного плавления ортоклаза образуется лейцит, который затем реакционно замещается ортоклазом и нефелином; их агрегаты были названы псевдолейцитом. Ю. А. Билибин (1939, 1941), не обнаружив в псевдолейцитах Алдана структур замещения, считал, что лейцит, выделившийся на ранней стадии кристаллизации, при изменении физико-химических условий становится неустойчивым и не замещается, а распадается в твердом состоянии на ортоклаз и калиофилит; последний реагирует с расплавом и превращается в ортоклаз-нефелиновый псевдолейцит.



Фиг. 25. Развитие «псевдолейцита» в виде тонких сростаний ортоклаза и нефелина при замещении зерна плагиоклаза (в центре).  
Ув. 150, ник. +



Фиг. 26. Развитие псевдолейцитоподобных сростаний ортоклаза и нефелина на границе крупных зерен плагиоклаза при его замещении ортоклазом. Пл—плагиоклаз, Орт — ортоклаз, Не — нефелин. Ув. 20, ник. +

Эти в общем близкие точки зрения на происхождение псевдолейцита получили широкое признание (Заварицкий, 1934, Абдрахманов и Кориневский, 1961, и др.), однако проведенные в 50-х годах новые экспериментальные исследования той же тройной системы, но в условиях высокого давления водяного пара (Tuttle and Bowen, 1960) дали совершенно отличную диаграмму этой тройной системы. При давлении водяного пара в  $2500 \text{ кг/см}^2$  и более поле выделения лейцита исчезает, а ортоклаз плавится конгруэнтно, минуя лейцитовую стадию «сухой» системы.

Полученные данные заставляют пересмотреть генезис псевдолейцитоподобных образований как псевдоморфоз по лейциту, особенно для пород, формирование которых в «сухих» условиях трудно допустить.

Эксперименты, проведенные в те же годы Р. Фадэли (Fudali, 1957), показали, что псевдолейцитоподобные сростания ортоклаза и нефелина могут образовываться в результате разложения фенокристаллов К-анальцита и К-цеолитов при сравнительно низкой температуре и давлении водяного пара в  $4000 \text{ кг/см}^2$ . Р. М. Яшиной (1964), проводившей петрографические исследования щелочных пород Коргеретабинского массива (юго-восточная Тува), были обнаружены псевдолейцитоподобные сростания нефелина и калинатрового полевого шпата, которые образовались по плагиоклазу путем метасоматического замещения (сиенитизации) габброидов в экзоконтакте нефелин-сиенитовой интрузии; подобные же наблюдения были сделаны И. И. Тихоненковым (1961).

Приведенные примеры генезиса псевдолейцитоподобных сростаний ортоклаза и нефелина показывают весьма различные условия их образования, не имеющие отношения к «псевдолейцитовой реакции», описанной Боуэном. По-видимому, она не имела места и при образовании «псевдолейцитов» описываемых здесь пород.

Монцониты отличаются от шонкинитов в основном более высоким содержанием плагиоклаза, который иногда достигает количества, равного количеству калинатрового полевого шпата, или даже преобладает над ним. Внешне монцониты не отличаются от шонкинитов, они также имеют серую окраску различных оттенков, зависящую от содержания цветных минералов, и обладают равномернозернистой текстурой, переходящей в ряде случаев в трахитоидную. Повышение содержания плагиоклаза происходит постепенно и при наличии тех же цветных минералов и сходных структур, так что выделение монцонитов среди пород массива Ирису возможно только в результате микроскопического изучения, и поэтому нанесенные на карту участки, сложенные монцонитами, в значительной мере условны. В связи с этим возникает вопрос, каким образом В. А. Николаев (1935), а затем К. А. Абдрахманов (1961, 1962а, б, 1963) сочли возможным резко отделять шонкиниты от монцонитов, относя их к двум различным фазам внедрения магмы. По мнению этих авторов, магма благодаря процессам магматической дифференциации была разделена на два различных по составу магматических расплава, давших, с одной стороны, псевдолейцитовые породы — пироксениты, фергуситы и шонкиниты, а с другой — плагиоклазосодержащие — монцониты и меланократовые спениты.

Как уже говорилось выше, монцониты отличаются от шонкинитов главным образом количеством содержащегося в них плагиоклаза. Состав плагиоклаза меняется от более меланократовых к более лейкократовым разновидностям. В первых он отвечает андезин-лабрадору ( $\text{An}_{50-52}$ ), затем андезину ( $\text{An}_{40}$ ), а в наиболее лейкократовых разновидностях представлен олигоклаз-андезином ( $\text{An}_{25-35}$ ). Плагиоклаз образует удлиненные таблитчатые кристаллы  $0,8-1 \text{ мм}$  в длину, обычно не имеющие конечных граней (фиг. 27), или более мелкие идиоморфные кристаллы, включенные в крупные ксеноморфные зерна ортоклаза и придающие породе типичную монцонитовую структуру.

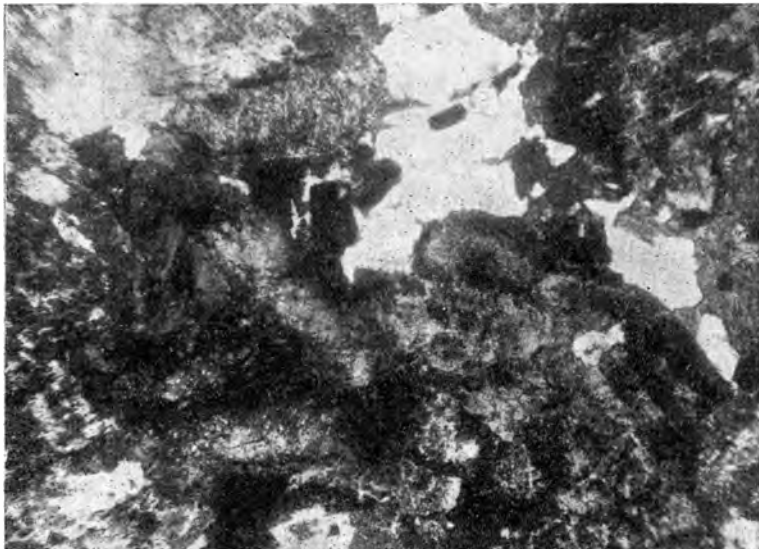
ных участков и пятен в центральной части массива. Так же как и в полосчатых шонкинитах, границы этих участков лейкократовых пород, отвечающих по составу сиенитам, очень неясны, переходы от них к шонкинитам достаточно постепенны и осуществляются за счет уменьшения содержания пироксена и преобладания лейкократовых компонентов. В сиенитах калинатровый полевой шпат иногда составляет более 50% объема породы, тогда как количество цветных компонентов значительно уменьшается и нередко составляет около 15%. Среди сиенитов, с одной стороны, выделяются разновидности, почти не содержащие плагиоклаза, которые могут быть отнесены к щелочным сиенитам, а с другой — щелочноземельные сиениты, где плагиоклаз ряда олигоклаз-андезина ( $An_{25-30}$ ) составляет до 25%. Последняя разновидность сиенитов слагает участки, выделенные на карте, а первая обычно образует лейкократовые полосы и линзы в полосчатых шонкинитах. Калинатровый полевой шпат в сиенитах, так же как в монцонитах и шонкинитах, встречается двух видов: ксеноморфные свежие зерна ортоклаза с небольшой примесью альбитовой молекулы и удлиненные таблитчатые кристаллы пертитизированного натрового ортоклаза. Ксеноморфные зерна ортоклаза в большом количестве содержатся в щелочных сиенитах, слагающих полосы в полосчатых шонкинитах, и значительно реже встречаются в сиенитах, образующих самостоятельные участки, где он приурочивается к крупным скоплениям цветных минералов. Одновременно с присутствием ксеноморфного ортоклаза постоянно отмечается наличие «псевдолейцита» в виде неправильной формы неизометричных выделений. По периферии такого участка наблюдаются очень тонкие дактилоскопические прорастания ортоклаза с нефелином (аналогичные описанным выше); при продвижении к центру зерна размеры выделений нефелина заметно увеличиваются. Как и в шонкинитах, нефелин образует иногда более крупные самостоятельные зерна, но редко сохраняется свежим, а замещен содалитом или тонким агрегатом конкритина, серицита и иногда кальцита.

В щелочноземельных сиенитах, содержащих значительное количество плагиоклаза, калинатровый полевой шпат представлен главным образом удлиненными таблитчатыми кристаллами натрового ортоклаза. В них, как правило, отсутствует «псевдолейцит» и не наблюдается самостоятельных выделений нефелина. Структура породы гипидиоморфнозернистая с несколько большим идиоморфизмом плагиоклаза относительно ортоклаза.

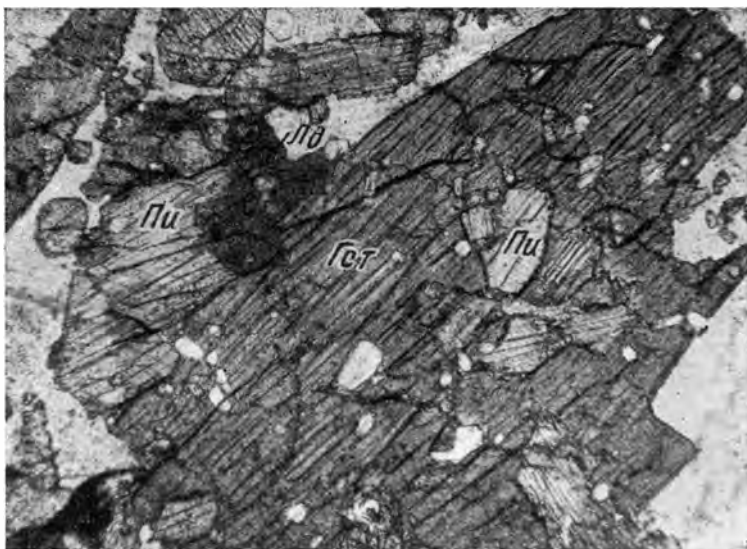
Иногда в этих разновидностях в тонких интерстициях между кристаллами плагиоклаза и натрового ортоклаза содержатся очень мелкие неправильные ксеноморфные выделения кварца, количество которого не превышает 5%, редко 10% объема породы (фиг. 28).

Цветные минералы в щелочноземельных сиенитах, так же как и в монцонитах, представлены диопсид-авгитом (очень редко обрастающим узкой каймой эгирин-авгита), неправильными таблицами красновато-коричневого биотита (лепидомелана) и порфиروبластовыми зернами амфибола ряда гастингсита. Нередко цветные минералы располагаются кучно; амфибол и биотит замещают ранее образованный пироксен. К выделениям цветных минералов обычно приурочены мелкие зерна магнетита и апатита, сфен встречается редко.

Меланократовые сиениты развиты в виде узкой полосы, протягивающейся вдоль восточного и юго-восточного контакта интрузии, ширина которой меняется от 25 до 250 м. Макроскопически эти породы сходны с меланократовыми шонкинитами по обилию цветных минералов и по хорошо различимой простым глазом пойкилитовой структуре, но отличаются от шонкinitов ярко-розовой окраской полевого шпата и составом цветных минералов. Цветные минералы представлены крупными порфиروبластовыми зернами амфибола состава гастингсита, количество



Фиг. 28. Неправильные зерна кварца в щелочноземельном сиените. Ув. 45, ник. +



Фиг. 29. Порфиробластический гастингсит и лепидомелан в меланократовом сиените. Пл — пироксен, Лд — лепидомелан, Гст — гастингсит. Ув. 45, ник. =

которого достигает 20% объема породы, и менее крупными, тоже порфиробластовыми выделениями биотита (фиг. 29), принадлежащего лепидомелану.

| ng    | nm    | np    | Ng — Np | $\frac{ng + nm}{2}$ | Окраска           | Состав      |
|-------|-------|-------|---------|---------------------|-------------------|-------------|
| 1,654 | 1,650 | 1,598 | 0,056   | 1,652               | Красно-коричневая | Лепидомелан |

Оба эти минерала замещают пироксен, реликты которого нередко сохраняются внутри порфиробластов. Иногда в породе появляются некрупные идиоморфные и ясно зональные кристаллы темно-коричневого граната (меланита), сопровождающиеся довольно крупными идиоморфными кристаллами сфена (фиг. 30). Лейкократовые компоненты, составляющие нередко около 50% объема породы, представлены удлиненными тонко пертитизированными кристаллами натрового ортоклаза и несколько более мелкими кристаллами плагиоклаза (андезина или олигоклаз-андезина). Кроме того, в породе появляется новообразованный альбит в виде мелких свежих зерен. Эти зерна обрастают плагиоклаз и ортоклаз, развиваются вдоль границ их крупных кристаллов и, как бы раздвигая их, проникают во внутренние части (фиг. 31). Одновременно с альбитом в породе появляется флюорит, мелкие неправильные выделения которого тяготеют к лейкократовым участкам, сложенным новообразованными зернами альбита.

Альбитизированные сиениты. Наиболее сильно альбитизированные разновидности представляют собой мелкозернистые лейкократовые породы, содержащие альбита до 50% и более. Реликты крупных кристаллов натрового ортоклаза также альбитизированы и нередко полностью превращены в шахматный альбит. Количество цветных минералов по сравнению с меланократовыми сиенитами здесь сильно сокращается; они представлены мелкими удлиненными кристаллами гастингсита, сильно плеохроирующего от светло-коричневого до темного травяно-зеленого тонов.

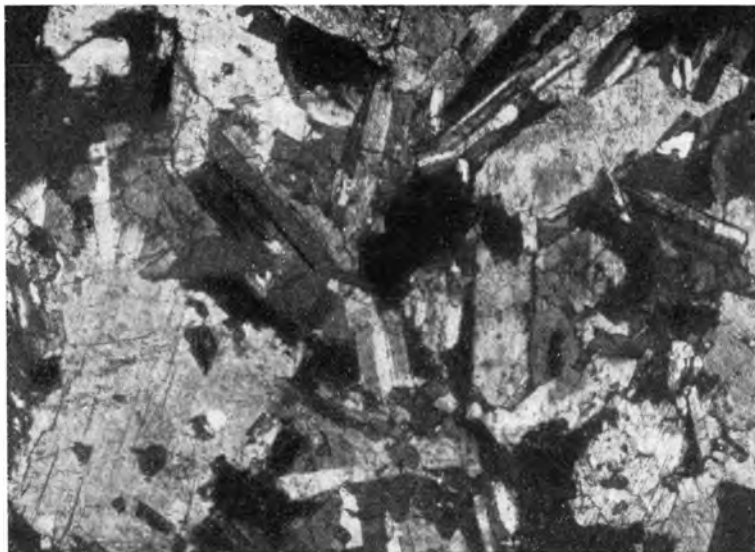
| ng    | nm    | np    | Ng — Np | Ng^C | Окраска           | Состав     |
|-------|-------|-------|---------|------|-------------------|------------|
| 1,718 | 1,716 | 1,694 | 0,024   | 16°  | Коричнево-зеленая | Гастингсит |

Мелкие, хорошо сформированные зональные кристаллы коричневого меланита обычно ассоциируют с выделениями гастингсита. Одновременно с повышением содержания в породе альбита увеличивается и количество флюорита, которое достигает около 5% объема породы.

Эти мелкозернистые альбитизированные сиениты развиты в контакте с карбонатной толщей и образуются в участках, непосредственно прилегающих к субмеридиональным тектоническим нарушениям, ограничивающим восточный контакт интрузии.

Большая часть минералов, слагающих меланократовые сиениты и мелкозернистые альбитизированные сиениты, за исключением реликтовых зерен пироксена, натрового ортоклаза и плагиоклаза (An<sub>25-30</sub>), являются новообразованными. Судя по более позднему времени их отложения и характерным пойкилобластовым структурам, они формировались не из магматического расплава, а являются послемагматическими. Подтверждением этому является присутствие такого типичного минерала для



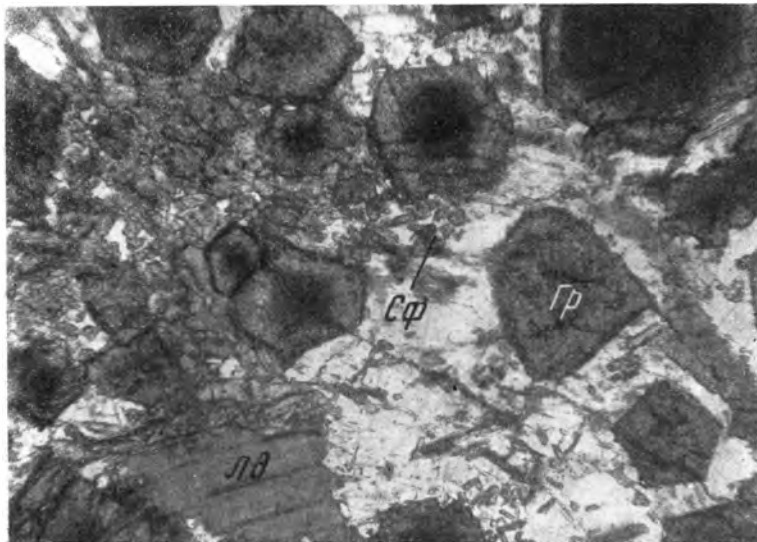


Фиг. 27. Монцонит, богатый плагиоклазом. Ув. 20, ник.+

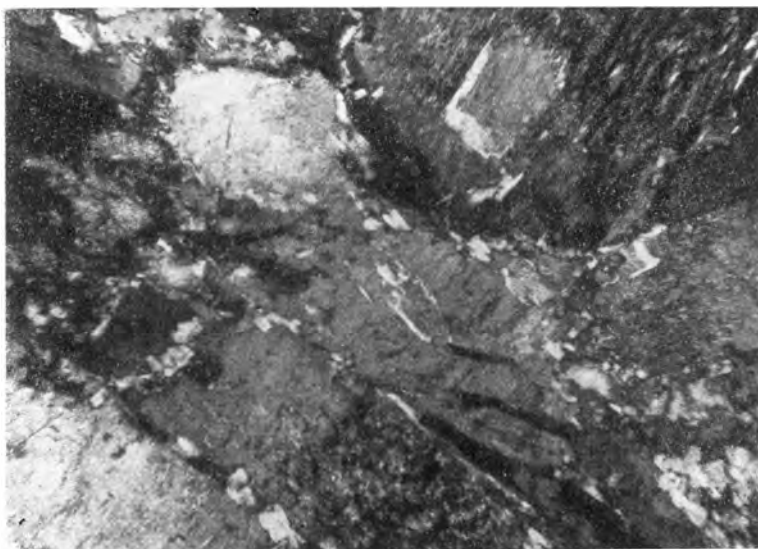
Каликатровый полевой шпат, количество которого в монцонитах не превышает 30%, а чаще составляет 15—20%, представлен теми же двумя разновидностями: крупными ксеноморфными зернами и удлиненными таблитчатыми кристаллами; в ряде случаев они имеют ориентированное расположение, что придает породе трахитоидность. Первая разновидность относится к свежему ортоклазу с небольшой примесью альбитовой молекулы и совершенно аналогична ксеноморфным зернам ортоклаза, широко развитым в шонкинитах. Количественно эта разновидность в монцонитах резко подчинена второй разновидности, относящейся к натровому ортоклазу.

Выделения «псевдолейцита», обычно развивающиеся на границе ксеноморфных зерен ортоклаза и кристаллов плагиоклаза, в описываемых породах имеют относительно небольшое развитие. Из цветных минералов в монцонитах также преобладает пироксен, количество которого достигает 30%, иногда более. Подобно пироксену шонкинитов, пироксен монцонитов принадлежит бледноокрашенному диопсид-авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 40-42^\circ$ ), но в отличие от первого здесь очень редко наблюдается обрастание его узкой каемкой ярко-зеленого эгирин-авгита, тогда как в шонкинитах эгиринсодержащий авгит в виде более широкой каймы присутствует постоянно. Биотит обладает резким плеохроизмом от соломенно-желтого до темно-красновато-коричневого тона. Он образует таблицы и чешуи неправильной ксеноморфной формы, включающие мелкие зерна пироксена и плагиоклаза. С выделениями биотита ассоциируют зерна магнетита и большое количество мелких коротких призмочек апатита. Судя по окраске биотита, он богат железом, чем биотит пироксенов, и отвечает по составу лепидомелану. Одновременно или несколько позднее биотита образовывались крупные пойкилобластовые зерна амфибола, также замещающие пироксен. Амфибол густо окрашен в буровато-зеленые тона, весьма сходен с амфиболом описанных выше пород и также принадлежит гастингситу.

Сиениты. Породы, по составу отвечающие сиенитам, образуют мало-мощные неправильной формы лейкократовые полосы и линзы в полосчатых шонкинитах, но, кроме того, сиениты встречаются в виде более круп-



Фиг. 30. Крупные зональные кристаллы граната (меланита) и мелкие кристаллы сфена в меланократовом сиените. Гр — гранат, Лд — лепидомелан, Сф — сфен. Ув. 45, ник. =



Фиг. 31. Альбитизация сиенита. Альбит в виде мелких свежих кристаллов развивается по границам зерен и проникает в них. Ув. 45, ник. +

Средний минералогический состав пород массива Ирису (в %)

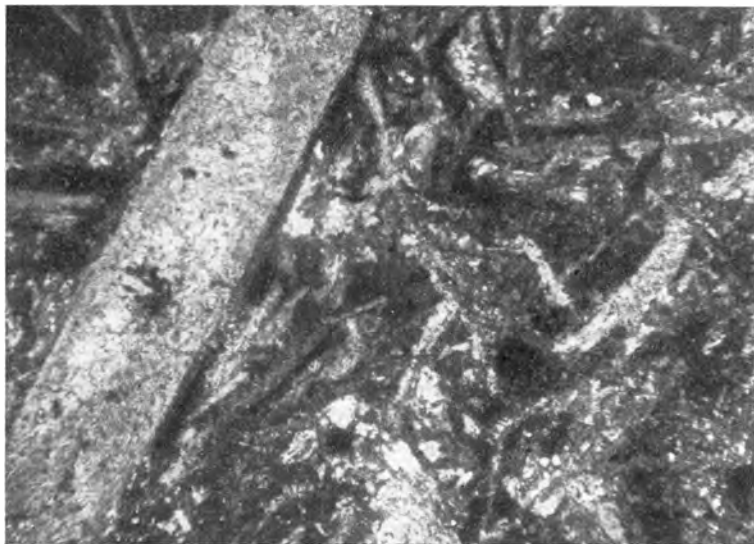
| Порода                                  | Плагноклаз | Калина-<br>трово-<br>ый полевой<br>шпат |        | Псевдолейцит<br>(+ содалит) | Нефелин | Пироксен | Амфибол | Биотит | Оливин | Магнетит | Гранат | Сфен | Флюорит | Кварц |
|-----------------------------------------|------------|-----------------------------------------|--------|-----------------------------|---------|----------|---------|--------|--------|----------|--------|------|---------|-------|
|                                         |            | ортоклаз                                | Na—Орт |                             |         |          |         |        |        |          |        |      |         |       |
| Пироксениты                             | 2—5        | —                                       | —      | 0—5                         | —       | 65—70    | 2       | 15     | 3      | 5        | —      | —    | —       | —     |
| Меланократо-<br>вые шонки-<br>ниты      | —          | 25                                      | —      | 5—10                        | —       | 45—50    | 5       | 5—10   | 5      | 3        | —      | —    | —       | —     |
| Шонкиниты<br>(равномерно-<br>зернистые) | 0—10       | 20                                      | 15     | 10                          | 5       | 30       | 0—3     | 5      | 5—10   | 2        | —      | —    | —       | —     |
| Монцониты                               | 35—40      | 5                                       | 15—20  | 0—5                         | —       | 30       | 0—3     | 5      | —      | 2        | —      | —    | —       | —     |
| Щелочные<br>сиениты                     | —          | 15                                      | 45     | 10—15                       | 2       | 15—20    | 2       | 3      | —      | 2        | —      | 2    | —       | —     |
| Щелочнозе-<br>мельные си-<br>ениты      | 25         | —                                       | 50     | —                           | —       | 10       | 3       | 5      | —      | —        | —      | —    | —       | 5—10  |
| Меланокра-<br>товые си-<br>ениты        | 20         | —                                       | 30     | —                           | —       | 10—15    | 20      | 10     | —      | —        | 5      | 1    | 1       | —     |
| Альбитизи-<br>рованные<br>сиениты       | 50         | —                                       | 20     | —                           | —       | 5        | 10      | 6      | —      | —        | 5      | 2    | 2       | —     |

пневматолитового и гидротермального этапа, каким является флюорит. Первыми из метасоматических минералов отлагались амфибол (гастингсит) и богатый железом биотит (лепидомелан), которые имеют широкое распространение не только в пределах зон развития меланократовых сиенитов, но встречаются и во многих других разновидностях. По мере консолидации массива просачивание растворов ограничивалось все более узкими участками, непосредственно прилегающими к тектоническим нарушениям; одними из последних образовались мелкозернистые альбитизированные сиениты. Состав всех описанных пород приведен в табл. 5.

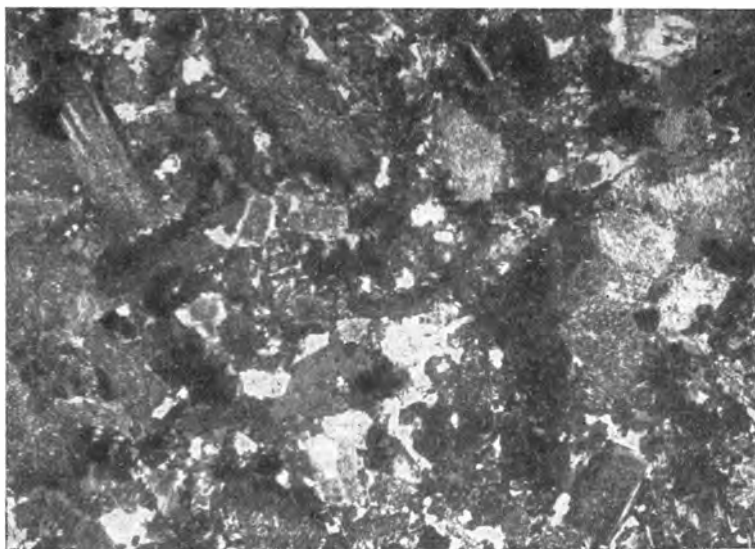
#### Дайковые породы

Интрузия Ирису рассечена многочисленными дайками сиенит-пегматитов, порфиридных сиенитов и сиенит-порфиров, которые имеют два главных направления: субмеридиональное и северо-западное, приближающиеся к широтному.

Сиенит-пегматиты обычно слагают дайки, которые имеют неправильную форму и невыдержанную мощность, меняющуюся на протяжении нескольких метров от 3—5 до 25—30 см. Часто в них наблюдается зональное строение: краевые части сложены крупнозернистым полевым шпатом розового цвета, а центральная — очень крупными удлиненными кристаллами (до 5 см) полевого шпата серого цвета. Как розовый, так и серый калинаatroвый полевой шпат принадлежит натровому ортоклазу, который по периферии очень сильно пелитизирован, особенно по трещинкам спайности; он составляет до 80% породы. Из лейкократовых компонентов, кроме ортоклаза, содержатся мелкие (0,3—0,5 мм) идиоморфные кристаллы плагноклаза (An<sub>25-30</sub>), превращенного в агрегат тонких чешуек серицита и кальцита. Из цветных минералов встречаются мелкие



Фиг. 32. Сиенит-порфир с вкрапленником каликатрового полевого шпата. Ув. 45, ник. +



Фиг. 33. Кварцевый сиенит-порфир с мелкими зернами кварца в основной массе. Ув. 45, ник. +

идiomорфные зерна диопсид-авгита и зелено-бурого амфибола, которые составляют не более 5—8% породы. Апатит и сфен образуют более крупные, чем в интрузии, идиоморфные кристаллы.

Порфировидные сиениты в пределах интрузии слагают наибольшее число даек. Они имеют более правильную форму и большую протяженность, чем дайки первого типа, иногда прослеживаясь на 250—300 м. Это бледно-розовые или желтовато-розовые породы мелкозернистого сложения с более крупными порфировидными удлинёнными выделениями

сильно пелитизированного калинатрового полевого шпата, иногда располагающимися ориентированно, отчего порода приобретает трахитоидную текстуру. В этих дайках нередко мелкие ксенолиты вмещающих пород, по составу отвечающие шонкиниту. Калинатровый полевой шпат вкрапленников, в центральных частях сохраняющийся от пелитизации, обычно сильно альбитизирован, вплоть до превращения в шахматный альбит. Плагиоклаз ( $An_{25-30}$ ) образует мелкие редкие, интенсивно серицитизированные идиоморфные зерна. Оба полевых шпата обрастают тонкой каемкой более позднего альбита. Цветные минералы — бледно-зеленый пироксен, зелено-бурый амфибол (гастингсит) и красновато-коричневый биотит (лепидомелан) обычно имеют кучное расположение, но встречаются в небольших количествах.

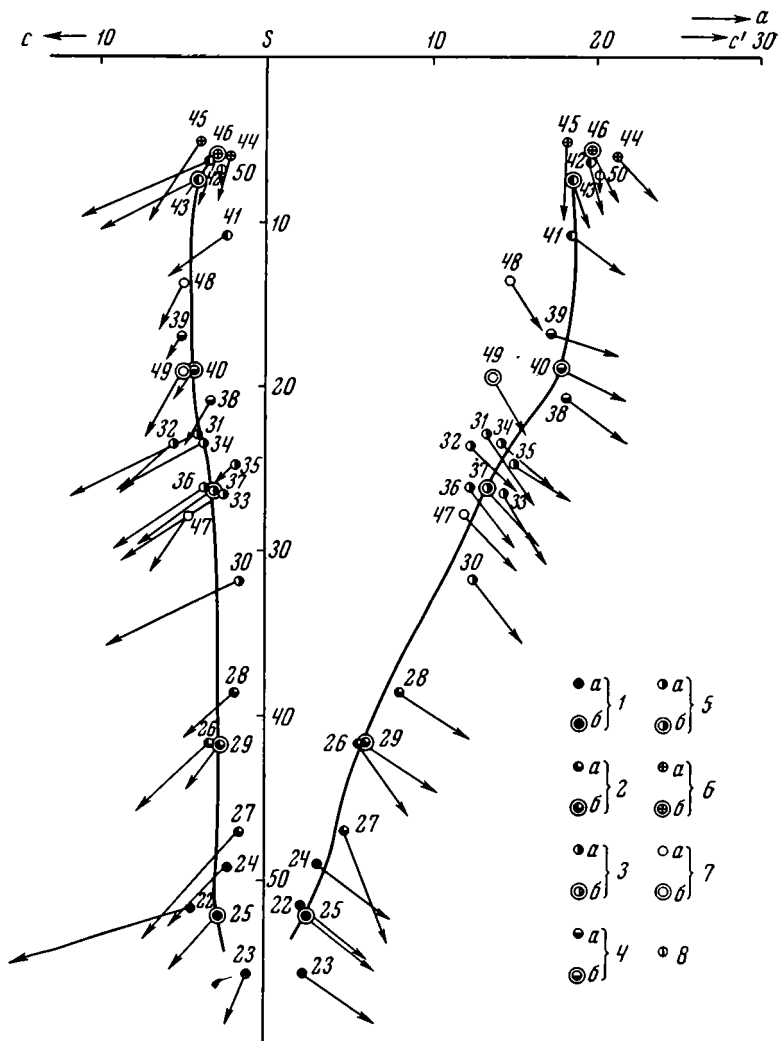
Сиенит-порфиры слагают дайки, имеющие значительно меньшее развитие, чем предыдущие; наблюдать пересечений не удалось, в связи с чем относительный возраст их не ясен. Обычно сиенит-порфиры обладают более темной окраской и содержат большее количество темноцветных. Вкрапленники размером 0,8—1,5 мм представлены пелитизированным калинатровым полевым шпатом, серицитизированным плагиоклазом, восьмигранными или призматическими кристаллами пироксена и призматическими зернами амфибола. Между вкрапленниками распределяется мелкозернистая полнокристаллическая основная масса, состоящая из зерен альбита, пелитизированного калинатрового полевого шпата и мелких зернышек светлоокрашенного пироксена (фиг. 32). Нередко встречаются мелкие чешуйки хлоритизированного биотита и содержится мелкий апатит, сфен и магнетит. Изредка в основной массе появляются мелкие выделения кварца (фиг. 33). Пироксен и роговая обманка вкрапленников сильно разложены и замещены вторичными продуктами: хлоритом, лейкоксером и магнетитом. Цветные минералы в целом составляют около 30—40% породы.

Отмечавшиеся предыдущими исследователями дайки пироксенитов и шонкинит-порфиров автором обнаружены не были; возможно, что за эти дайки были приняты обогащенные пироксеном полосы в меланократовых шонкинитах, имеющие иногда весьма выдержанное простирание и содержащие ксенолиты диопсидовых скарнов, нередко обладающих порфиробластовой структурой. Дайки порфировидных сиенитов и особенно сиенитпорфиров, имеющие большую протяженность, более правильную форму и выдержанную мощность, вероятно, формировались в заключительный этап. К этому времени породы массива были уже полностью закристаллизованы и рассечены тектоническими трещинами, по которым из наиболее глубоких частей магматического очага поступал магматический расплав, в наименьшей степени измененный процессами взаимодействия с вмещающей толщей, т. е., по-видимому, наиболее близкий составу первичной магмы.

#### *Петрохимическая характеристика щелочных пород массива Ирису*

Почти для всех главных разновидностей пород массива Ирису имеются химические анализы, которые сведены в табл. 6 и представлены на диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 34). Как видно из диаграммы, происходит последовательное и закономерное изменение химического состава пород от периферии массива к его центральной части от сильно недосыщенных  $SiO_2$  ( $Q = -24,7$ ) пироксенитов до слабо пересыщенных и насыщенных кремнекислотой щелочноземельных сиенитов, для которых коэффициент  $Q$  меняется от +5,6 до -3,2, в среднем +1,0.

Пироксениты Ирису близки среднему составу амфиболового перидотита (кортландита) по Р. Дели, т. е. отвечают породам наиболее основного состава. Меланократовые шонкиниты близки среднему составу лимбургита,

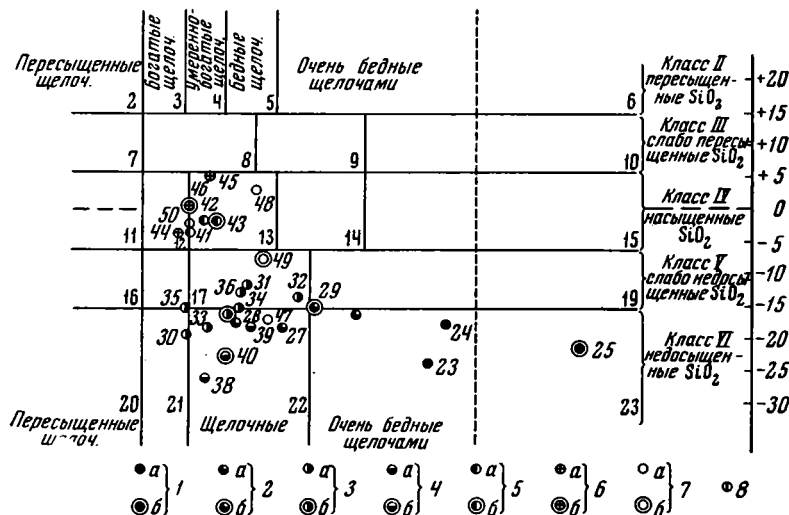


Фиг. 34. Векторная диаграмма химического состава пород массива Ирису (по А. Н. Заварицкому)

1a — пироксениты; 1b — среднее из 3 анализов; 2a — меланократовые пироксениты; 2b — среднее из 3 анализов; 3a — шонкиниты; 3b — среднее из 7 анализов; 4a — монцониты; 4b — среднее из 2 анализов; 5a — щелочные сиениты; 5b — среднее из 2 анализов; 6a — щелочноземельные сиениты; 6b — среднее из 2 анализов; 7a — меланократовые сиениты; 7b — среднее из 2 анализов; 8 — сиениты из дайки

а средний состав шонкинитов Ирису (из 7 анализов) отвечает среднему составу тешенита по Р. Дели. Монцониты Ирису сильно отличаются от среднего состава монцонита, они содержат значительно большее количество щелочей (коэффициент «а») и не имеют себе аналогов среди эффузивных пород, но близки среднему составу лейцитита. Состав щелочных сиенитов достаточно хорошо совпадает со средним составом щелочного сиенита типа ларвикита, отличаясь от него меньшей величиной коэффициента «m<sup>1</sup>», а щелочноземельный сиенит отвечает нордмаркиту, т. е. сиениту с небольшим количеством кварца.

Одновременно происходит обогащение пород щелочами, однако сумма щелочей  $K_2O + Na_2O$  ни в одном случае так значительно не превышает количество  $Al_2O_3$ , чтобы получился избыток ее, который характеризуется



Фиг. 35. Диаграмма химического состава пород Ирису по параметрам  $a/s$  и  $Q$  (по А. Н. Заварицкому)

1a — пироксениты; 1б — среднее из 3 анализов; 2a — меланократовые шонкиниты; 2б — среднее из 3 анализов; 3a — шонкиниты; 3б — среднее из 7 анализов; 4a — монзониты; 4б — среднее из 2 анализов; 5a — щелочные сиениты; 5б — среднее из 2 анализов; 6a — щелочно-земельные сиениты; 6б — среднее из 2 анализов; 7a — меланократовые сиениты; 7б — среднее из 2 анализов; 8 — сиениты из дайки

величиной «с». Как правило, отношение  $a : c$  близко или больше 3, но не превышает 9,6.

Как видно из диаграммы химической характеристики пород Ирису, составленной по параметрам  $a/s$  и  $Q$  (по А. Н. Заварицкому) (фиг. 35), пироксениты ложатся в поле очень бедных щелочами пород VI класса (недосыщенные  $SiO_2$ ). Меланократовые шонкиниты и шонкиниты располагаются в поле щелочных пород слабонедосыщенных  $SiO_2$  (класса V), а щелочные сиениты оказываются очень близки щелочноземельным сиенитам и относятся к классу IV насыщенных  $SiO_2$  пород, умеренно богатых щелочами. Иными словами, породы массива не являются пересыщенными или даже богатыми щелочами и могут быть отнесены к числу субщелочных пород. Они характеризуются преобладанием K-содержащих минералов над Na-содержащими, что достаточно хорошо отражается и в их химических анализах: шонкиниты и щелочные сиениты имеют коэффициент  $n = 30,0-39,4$ ; для щелочноземельных сиенитов в соотношении  $K_2O$  и  $Na_2O$  значительно преобладает последняя.

Наблюдаемое постепенное увеличение кислотности пород к центральным частям массива позволяет говорить о постепенном изменении состава магматического расплава в этом направлении. При этом щелочноземельные сиениты центральной частей достаточно близки породам гранитоидного ряда повышенной щелочности, в которых количество  $Na_2O$  несколько превышает содержание  $K_2O$ .

Проводившиеся во время полевых работ в полевой спектральной лаборатории полуколичественные спектральные определения неполного комплекса элементов-примесей в породах Ирису и эффузивах Машатской впадины (около 300 анализов) показали, что все разновидности пород в той или иной степени содержат Mn, Co, Ti, Ni, V, Ba, Cu, Pb, Ga; не всегда, но довольно часто в них отмечается присутствие Zn и Sr, а в отдельных случаях появляются Cr, As, Sn, Ag и Mo. На Zr, Au, W и редкие определений не производилось.

Таблица 6

## Химический состав пород массива Ирису (в %)

| № п/п | Порода                    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO   | BaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- |
|-------|---------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------|-------------------|
| 22    | Биотитовый пироксенит     | 37,76            | 1,54             | 8,94                           | 9,89                           | 7,26 | 0,27 | 10,26 | 21,46 | 0,21 | 0,27              | 0,94             | —                             | 0,46            | 0,91              | 0,12              |
| 23    | Мелкозернистый пироксенит | 38,80            | 1,67             | 3,90                           | 16,70                          | 5,70 | 0,22 | 10,31 | 21,15 | —    | 0,76              | 0,51             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 24    | Пироксенит                | 43,00            | 1,14             | 6,51                           | 8,29                           | 7,71 | 0,44 | 10,40 | 19,78 | —    | 0,78              | 0,85             | —                             | —               | 0,09              | 1,13              |
| 25    | Среднее из 3 анализов     | 39,85            | 1,45             | 6,45                           | 11,63                          | 6,86 | 0,31 | 10,32 | 20,80 | 0,10 | 0,60              | 0,73             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 26    | Меланократовый шонкинит   | 44,22            | 1,16             | 9,81                           | 10,08                          | 3,46 | 0,23 | 7,53  | 18,27 | —    | 1,20              | 2,21             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 27    | То же                     | 46,26            | 0,95             | 7,18                           | 8,34                           | 4,17 | 0,22 | 18,58 | 20,41 | —    | 1,23              | 0,80             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 28    | » »                       | 46,14            | 1,02             | 9,77                           | 9,45                           | 4,73 | 0,23 | 6,87  | 16,07 | —    | 1,79              | 3,12             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 29    | Среднее из 3 анализов     | 45,54            | 1,04             | 8,92                           | 9,29                           | 4,12 | 0,23 | 7,66  | 18,25 | —    | 1,41              | 2,04             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 30    | Шонкинит                  | 48,90            | 0,82             | 12,19                          | 4,67                           | 5,96 | 0,22 | 7,93  | 9,75  | —    | 2,01              | 5,88             | —                             | —               | 0,15              | 1,17              |
| 31    | »                         | 49,41            | 0,59             | 15,33                          | 3,27                           | 6,43 | 0,20 | 5,48  | 10,12 | —    | 1,72              | 6,08             | 0,76                          | —               | —                 | 0,42              |
| 32    | »                         | 49,79            | 0,68             | 17,39                          | 4,38                           | 5,33 | 0,31 | 4,05  | 10,31 | —    | 2,56              | 4,40             | —                             | —               | 0,13              | 1,06              |
| 33    | »                         | 50,38            | 0,63             | 15,10                          | 3,90                           | 5,61 | 0,17 | 6,95  | 8,00  | —    | 3,00              | 5,60             | —                             | —               | 0,08              | 1,05              |
| 34    | »                         | 50,32            | 0,67             | 16,20                          | 4,08                           | 4,82 | 0,09 | 3,92  | 10,12 | —    | 2,15              | 6,29             | —                             | —               | 0,12              | 1,07              |
| 35    | Меланократовый шонкилит   | 51,22            | 1,21             | 14,17                          | 6,00                           | 4,88 | 0,16 | 3,74  | 8,77  | —    | 3,17              | 5,17             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 36    | Шонкинит                  | 50,08            | 0,90             | 14,61                          | 3,48                           | 6,14 | 0,15 | 5,78  | 9,00  | 0,42 | 2,01              | 5,45             | —                             | —               | 0,46              | 1,54              |
| 37    | Среднее из 7 анализов     | 50,01            | 0,79             | 15,00                          | 4,25                           | 5,59 | 0,19 | 5,41  | 9,44  | —    | 2,37              | 5,55             | —                             | —               | —                 | —                 |



Таблица 6 (продолжение)

| №<br>п/п | Порода                   | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO   | BaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CO <sub>2</sub> | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- |
|----------|--------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------|-------------------|
| 38       | Монцонит                 | 49,16            | 0,90             | 18,36                          | 4,43                           | 4,25 | 0,22 | 3,00 | 8,75  | —    | 4,84              | 5,14             | 0,32                          | —               | 0,49              | 0,09              |
| 39       | »                        | 49,93            | 1,05             | 19,88                          | 4,75                           | 4,04 | 0,19 | 1,05 | 9,27  | —    | 4,76              | 4,08             | 0,67                          | —               | 0,46              | 0,20              |
| 40       | Среднее из 2 анализов    | 49,54            | 0,96             | 19,17                          | 4,59                           | 4,15 | 0,21 | 2,03 | 9,01  | —    | 4,80              | 4,61             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 41       | Сиеенит щелочной         | 57,30            | 0,52             | 18,95                          | 3,49                           | 1,39 | 0,08 | 1,51 | 5,05  | —    | 2,40              | 7,63             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 42       | То же                    | 53,45            | 0,52             | 18,97                          | 2,15                           | 1,88 | —    | 1,20 | 3,13  | —    | 3,34              | 7,80             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 43       | Среднее из 2 анализов    | 58,37            | 0,52             | 18,96                          | 2,82                           | 1,63 | 0,94 | 1,35 | 4,09  | —    | 2,87              | 7,71             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 44       | Сиеенит щелочноземельный | 61,48            | 0,36             | 19,27                          | 1,83                           | 1,82 | Сп.  | 0,92 | 3,00  | —    | 7,20              | 3,80             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 45       | То же                    | 62,30            | 0,45             | 18,86                          | 1,79                           | 1,53 | 0,05 | 1,14 | 2,99  | —    | 5,30              | 4,18             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 46       | Среднее из 2 анализов    | 61,89            | 0,40             | 18,68                          | 1,81                           | 1,68 | 0,03 | 1,03 | 3,00  | —    | 6,25              | 3,99             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 47       | Меланократовый сиеенит   | 47,80            | 0,88             | 15,15                          | 6,08                           | 3,41 | 0,23 | 5,78 | 11,14 | —    | 3,46              | 2,91             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 48       | То же                    | 55,96            | 0,69             | 17,83                          | 4,18                           | 2,88 | 0,12 | 2,28 | 6,16  | —    | 3,43              | 4,60             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 49       | Среднее из 2 анализов    | 51,88            | 0,78             | 16,49                          | 5,13                           | 3,15 | 0,18 | 4,13 | 8,65  | —    | 3,45              | 3,75             | —                             | —               | —                 | —                 |
| 50       | Сиеенит, дайка           | 58,8             | 0,70             | 18,53                          | 5,71                           | 1,88 | 0,06 | 0,10 | 2,26  | 0,13 | 5,08              | 5,58             | —                             | 0,48            | 0,96              | 0,10              |

Таблица 6 (продолжение)

| №<br>п/п | Порода                    | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому |     |      |      |    |    |    |    |      |       |      | Коллекция            |
|----------|---------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|----|----|----|----|------|-------|------|----------------------|
|          |                           | a                                            | c   | b    | s    | a' | f' | m' | c' | n    | Q     | a/c  |                      |
| 22       | Биотитовый пироксенит     | 1,9                                          | 4,7 | 51,5 | 41,9 | —  | 28 | 32 | 40 | 33,0 | —24,7 | 0,40 | М. П. Орловой, 1960  |
| 23       | Мелкозернистый пироксенит | 2,1                                          | 1,3 | 55,6 | 41,0 | —  | 32 | 28 | 40 | 70,6 | —23,5 | 1,16 | Т. В. Молчановой     |
| 24       | Пироксенит                | 2,9                                          | 2,6 | 49,0 | 45,5 | —  | 26 | 32 | 42 | 56,5 | —17,4 | 1,10 | К. Н. Вендланд, 1937 |
| 25       | Среднее из 3 анализов     | 2,3                                          | 3,0 | 51,9 | 42,8 | —  | 30 | 31 | 39 | 55,5 | —22,0 | 0,76 |                      |
| 26       | Меланократовый шонкинит   | 5,5                                          | 3,5 | 41,7 | 49,3 | —  | 27 | 43 | 30 | 45,2 | —65,9 | 1,56 | Т. В. Молчановой     |
| 27       | То же                     | 4,6                                          | 1,9 | 47,0 | 46,4 | —  | 21 | 64 | 15 | 51,2 | —18,2 | 2,42 | То же                |
| 28       | » »                       | 8,0                                          | 2,2 | 38,7 | 50,5 | —  | 30 | 28 | 42 | 46,8 | —17,0 | 3,63 | » »                  |
| 29       | Среднее из 3 анализов     | 5,7                                          | 2,9 | 41,7 | 49,7 | —  | 27 | 29 | 44 | 52,2 | —14,9 | 1,98 |                      |
| 30       | Шонкинит                  | 12,5                                         | 1,7 | 31,9 | 53,9 | —  | 29 | 40 | 31 | 33,7 | —18,9 | 7,53 | К. Н. Вендланд, 1937 |
| 31       | »                         | 13,2                                         | 4,2 | 23,0 | 59,6 | —  | 27 | 35 | 38 | 29,9 | —11,4 | 3,15 | То же                |
| 32       | »                         | 12,3                                         | 5,7 | 23,5 | 58,5 | —  | 39 | 30 | 31 | 46,6 | —13,3 | 2,16 | » »                  |
| 33       | »                         | 14,3                                         | 2,7 | 26,5 | 56,5 | —  | 30 | 44 | 26 | 44,8 | —18,3 | 5,30 | » »                  |
| 34       | »                         | 14,1                                         | 3,9 | 23,5 | 58,5 | —  | 35 | 29 | 36 | 34,3 | —15,1 | 3,61 | » »                  |
| 35       | Меланократовый шонкинит   | 15,0                                         | 1,9 | 24,7 | 58,4 | —  | 40 | 25 | 35 | 50,4 | —15,1 | 7,8  | Т. В. Молчановой     |
| 36       | Шонкинит                  | 12,3                                         | 3,6 | 26,2 | 57,8 | —  | 33 | 38 | 29 | 35,5 | —12,5 | 3,41 | М. П. Орловой, 1960  |
| 37       | Среднее из 7 анализов     | 13,3                                         | 3,3 | 26,3 | 57,1 | —  | 35 | 34 | 31 | 39,8 | —15,7 | 4,0  |                      |

Таблица 6 (окончание)

| №<br>п/п | Порода                  | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому |     |      |      |    |    |    |    |      |       |      | Коллекция                                |
|----------|-------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|----|----|----|----|------|-------|------|------------------------------------------|
|          |                         | a                                            | c   | b    | s    | a' | f' | m' | c' | n    | Q     | a/c  |                                          |
| 38       | Монцонит                | 18,2                                         | 3,4 | 20,9 | 57,5 | —  | 39 | 25 | 36 | 59,5 | —21,2 | 5,35 | М. П. Орловой, 1960<br>То же             |
| 39       | »                       | 17,3                                         | 5,3 | 16,9 | 60,5 | —  | 49 | 12 | 39 | 63,6 | —18,9 | 3,26 |                                          |
| 40       | Среднее из 2 анализов   | 17,8                                         | 4,4 | 19,0 | 58,8 | —  | 44 | 19 | 37 | 61,1 | —22,4 | 4,04 |                                          |
| 41       | Сиенит щелочной         | 18,5                                         | 2,5 | 11,0 | 68,0 | —  | 41 | 24 | 35 | 30,0 | — 3,5 | 7,4  | Т. В. Молчановой<br>К. Н. Вендланд, 1937 |
| 42       | То же                   | 19,5                                         | 3,5 | 6,4  | 70,6 | —  | 59 | 33 | 8  | 39,4 | — 1,3 | 5,6  |                                          |
| 43       | Среднее из 2 анализов   | 18,4                                         | 4,1 | 7,7  | 69,8 | —  | 53 | 32 | 15 | 36,4 | — 1,3 | 4,5  |                                          |
| 44       | Сиенит щелочноземельный | 21,1                                         | 2,2 | 6,1  | 70,6 | —  | 52 | 25 | 23 | 74,0 | — 3,2 | 9,0  | К. Н. Вендланд, 1937<br>Т. В. Молчановой |
| 45       | То же                   | 18,2                                         | 3,8 | 5,1  | 72,9 | 3  | 59 | 38 | —  | 65,4 | + 5,6 | 4,8  |                                          |
| 46       | Среднее из 2 анализов   | 19,7                                         | 2,8 | 5,9  | 71,6 | —  | 54 | 30 | 16 | 70,8 | + 1,0 | 7,8  |                                          |
| 47       | Меланократовый сиенит   | 11,9                                         | 4,4 | 27,8 | 55,8 | —  | 31 | 36 | 33 | 52,8 | —11,5 | 2,7  | Т. В. Молчановой<br>М. П. Орловой, 1960  |
| 48       | То же                   | 14,7                                         | 5,0 | 13,7 | 66,4 | —  | 48 | 31 | 21 | 64,5 | — 1,8 | 2,9  |                                          |
| 49       | Среднее из 2 анализов   | 13,7                                         | 4,7 | 19,3 | 62,3 | —  | 43 | 38 | 22 | 58,3 | — 7,5 | 2,8  |                                          |
| 50       | Сиенит, дайка           | 20,0                                         | 2,9 | 7,3  | 69,7 | —  | 96 | 4  | 0  | 58,1 | — 3,4 | 6,9  | М. П. Орловой, 1960                      |

Из всех перечисленных элементов-примесей наиболее постоянно присутствуют Mo, Ti, V, Pb, Ba, Cu и Ga; первые три элемента обычно дают условные количества «есть», «много» и «очень много». Pb, Ba, Cu и Ga постоянно содержатся в количествах «очень мало» и «мало», лишь в очень редких случаях достигают количества «есть». Особое положение занимают Ni и Co, которые в наибольших количествах («есть», «много») встречаются в магнетитово-скарновых рудах, в магматических породах присутствуют в «очень малых» количествах, а в метасоматических меланократовых и альбитизированных сиенитах совсем не отмечаются. Sr, наоборот, в постоянных количествах «есть», «мало» присутствует главным образом в наиболее кислых породах массива и в метасоматических породах восточной его части, но не встречается в наиболее основных разновидностях. Sn, Ag, а также Cr обнаружены лишь в единичных случаях, причем первые два элемента встречены только в наиболее кислых представителях магматических пород и в метасоматических сиенитах, а Cr, наоборот, в одном случае отмечается в скарнах, а в нескольких случаях — в пироксените и в меланократовом шонкинците.

### Массив Каинды

Автору настоящей работы не пришлось детально заниматься этим интереснейшим массивом щелочных пород, им был сделан лишь небольшой маршрут, главным образом с целью сравнения слагающих его пород с породами Ирису. В 30-х годах массив Каинды посетил В. А. Николаев, которым затем была издана упоминавшаяся ранее работа (1935), где детально описаны породы массива и рассмотрен вопрос их генезиса (о чем говорилось в главе I). Интрузия Каинды находится северо-восточнее массива Ирису на водоразделе р. Аксу и р. Джебаглы на высоте 3.000—3.200 м, т. е. гипсометрически выше массива Ирису на 500—700 м. Она расположена на крутом труднодоступном склоне, а местами перекрыта ледниками.

В структурном отношении массив Каинды залегает в тех же условиях, как и Ирису; находясь от последнего всего в 8—10 км, он прорывает ту же мощную карбонатную толщу карбона, слагающую Арысь-Угамскую глыбово-складчатую зону. Массив Каинды приурочен к узлу пересечения разлома меридионального направления с субширотным надвигом, согласным с простираньем карбонатной толщи, который ограничивает массив с севера.

Среди интрузивных пород преобладают пироксениты, шонкинциты и монцониты, а лейкократовые разновидности (сиениты и щелочные сиениты) залегают только в виде узких жилообразных полос или даек, субмеридиональное простиранье которых совпадает с направлением разлома.

Строение массива весьма неоднородно, в нем еще в большем количестве присутствуют ксенолиты в различной степени измененных и переработанных вмещающих пород, в результате чего происходит сложное чередование разновидностей, имеющих вид эруптивной брекчии. Малые размеры массива (2—3 км<sup>2</sup>), его высокое гипсометрическое положение и преобладание меланократовых пород говорит об относительно слабой эродированности, т. е., что на современном эрозионном срезе вскрыта лишь самая верхняя прикровлевая часть интрузии.

Среди меланократовых пород Каинды можно выделить почти все разновидности, описанные в массиве Ирису, также дающие постепенные переходы друг в друга и, при отсутствии интрузивных взаимоотношений, представляющие собой продукты взаимодействия между магмой граносиенитового состава и доломитсодержащей карбонатной толщей. Судя по данным В. А. Николаева, здесь большим развитием пользуются монцо-

ниты, что, вероятно, связано с наличием во вмещающей толще большого количества прослоев, обогащенных глинистым материалом.

Особенностью массива Каинды является присутствие в нем своеобразных порфировых пород — фергуситов, которые, по мнению В. А. Николаева, залегают в виде даек меридионального простирания. Одна из таких «даек», встреченная автором во время маршрута, не имела достаточно четких контактов, а представляла собой участок, который вытянут в субмеридиональном направлении (СВ  $10^\circ$ ), в пределах которого развиты многогранные порфировые выделения (от 0,5 до 1,5 см в поперечнике) псевдолейцита. Эти выделения розовато-серого или белого цвета сначала появляются спорадически и неравномерно среди пироксенитов, а затем постепенно начинают преобладать в породе, составляя более 50% ее объема.

В отличие от «псевдолейцитов» Ирису, имеющих неправильные очертания без резких контуров, псевдолейциты фергуситов Каинды образуют резко оконтуренные выделения 8-гранной формы, очень близкие по габитусу кристаллам лейцита или анальцима. Под микроскопом видно, что они сложены нефелином и ортоклазом, образующими срастания пегматоидного типа с размером индивидов 0,3—1,0 мм и очень редко дающими тонкие дактилоскопические или мирмекитовые структуры. Для них не устанавливается видимой связи с кристаллами плагиоклаза, как это отчетливо видно для «псевдолейцитов» Ирису. Как правило, выделения нефелина в псевдолейцитах Каинды замещены агрегатом чешуек серицита, иногда цеолитами, кальцитом и эпидотом; нередко с ними ассоциирует изотропный минерал, отнесенный В. А. Николаевым к содалиту (или анальциму, показатель преломления  $n = 1,492$ ). Во всех случаях развития псевдолейцитоподобных срастаний ортоклаза и нефелина в породах Каинды наблюдается более или менее интенсивное разложение пироксена, замещение его биотитом, магнетитом и меланитом, причем эти минералы располагаются по касательной к граням кристалла псевдолейцита и обтекают их. Такие же изменения пироксенов наблюдались и в массиве Ирису, они вызваны наложением более поздних послемагматических изменений автометасоматического характера. Возможно, что и образование псевдолейцитов Каинды также связано с послемагматическим этапом, поскольку наблюдавшееся автором дайкообразное тело фергуситов не имеет четких контактов с пироксенитами или меланократовыми шонкинитами и скорее их образование может быть вызвано наложенным процессом метасоматоза (Тихоненков, 1961; Яшина, 1964), чем внедрением в виде даек более поздней порции магмы фергуситового состава. Эксперименты, проведенные в 1957 г. Р. Ф. Фадэли (Fudali, 1957), показали, что «псевдолейциты» могут образовываться в результате разложения кристаллов богатого К анальцима (в условиях высокого давления водяных паров) или замещения К—Na цеолитов. Описание некоторых анальцимсодержащих разновидностей щелочных пород Хайвуд (штат Монтана) дается Ларсеном, Бьюне и др. (Larsen a. Buie, 1938; Larsen, Buie a. oth., 1941), которые установили, что часть псевдолейцитоподобных срастаний ортоклаза и нефелина образовалась по анальциму, имеющему, по их мнению, магматическое происхождение. В связи с этим возникает вопрос, не являются ли псевдолейциты фергуситов и некоторых других пород Каинды результатом изменения кристаллов анальцима, а не лейцита, как предполагал В. А. Николаев. Однако при этом весьма возможно, что образование самого анальцима происходило не в магматическую, а в послемагматическую стадию.

Лейкократовые породы в массиве Каинды залегают только в виде жил и даек, прорывающих прикровлевые части, сложенные меланократовыми породами более ранней фазы кристаллизации массива. Среди дайковых пород В. А. Николаев выделяет несколько разновидностей сиенит-порфиров и пегматитов. Одни разновидности имеют щелочной, а другие ще-

лочноземельный состав. По-видимому, первые представляют собой образования раннего этапа и отвечают щелочным сненитам Ирису, слагающим лейкократовые полосы среди полосчатых шонкинитов. Щелочноземельные (нормальные) сиенит-порфиры и пегматиты Каинды, совершенно аналогичные дайкам того же состава массива Ирису, образовались при кристаллизации магматического расплава, поступившего из более глубоких частей магматического очага в заключительный этап его застывания. Выделенные В. А. Николаевым биотит-меланитовые и роговообманково-(гастингсито-)биотит-меланитовые сиенит-порфиры по своему составу отвечают меланократовым и альбитовым сиенитам восточной части массива Ирису. Возможно, они представляют собой дайковые породы группы сиенит-порфиров, на которые наложился послемагматический метасоматоз.

В южной части массива Каинды развиты скарны, среди которых обнаружены небольшие тела магнетитовых руд, аналогичные магнетитам Ирису.

### Щелочные и субщелочные породы мелких штоков и даек

Как уже отмечалось ранее, кроме интрузий Ирису и Каинды в северо-западных отрогах Таласского Алатау щелочные породы слагают ряд еще более мелких штоков, размеры которых не превышают нескольких десятков метров в поперечнике.

Одним из таких штоков является шток Жетымсай, располагающийся примерно в 2 км к западу от массива Каинды ниже по течению р. Джебеглы. Породы, слагающие Жетымсайский шток, аналогичны породам обоих описанных массивов, но гораздо больше разрушены и нередко превращены в дресву. В нижней части склона сая, вскрывающего шток, выходят богатые биотитом мелкозернистые шонкиниты, которые выше по склону сменяются биотитовыми пироксенитами. В контакте с вмещающей карбонатной толщей образуются скарны зеленовато-бурого цвета, сходные со скарнами Ирису. В шонкинитах содержатся крупные порфировласты биотита, размеры которых иногда достигают 1 см в длину; каликатровый полевой шпат сильно пелитизирован и приобретает бурую окраску. Породы штока пересечены густой сетью тонких прожилков эпидота.

В верхнем течении р. Даубаба, между массивом Ирису и Машатской впадиной, в карбонатных породах фаменского яруса, секущихся меридиональными нарушениями, залегают два штока очень малых размеров, сложенных мелко- и среднезернистыми сильно разрушенными меланократовыми и мезократовыми шонкинитами. Полевые шпаты в них полностью пелитизированы, а пироксены хлоритизированы и карбонатизированы. Насколько можно установить в столь сильно разрушенных породах, они имеют слабо порфировидную структуру за счет развития более крупных кристаллов пироксена. В отдельных местах этих штоков наблюдаются скопления полевошпатового материала, которые напоминают участки сиенитов в массиве Ирису.

На северном склоне гор Каракус, в районе заброшенного Каракусского свинцово-цинкового месторождения, выходит шток шонкинитов, имеющий размер  $35 \times 75$  м, падающий на юг под углом  $80^\circ$ . Шонкиниты, слагающие этот шток, имеют крупно- и среднезернистую гипидиоморфнозернистую структуру и содержат большое количество мелких, размером в кулак, ксенолитов пород более меланократового состава и мелкозернистого сложения, хотя пироксениты в нем, по-видимому, отсутствуют. Шонкиниты сложены сильно разрушенным пироксеном, крупными сильно пелитизированными зернами каликатрового полевого шпата, чешуями нацело хлоритизированного биотита и нефелина, почти полностью замещенного серицитом, цеолитом и кальцитом.

В самой северо-западной части Арысь-Угамской зоны севернее долины р. Арысь, в верховьях рч. Мал. Капчикты среди карбонатных пород фамена был также обнаружен мелкий шток шонкинитов, залегающий в месте пересечения широтного надвига с системой сбросов субмеридионального направления.

Перечисленными точками ограничиваются известные выходы щелочных габброидных пород северо-западных отрогов Таласского Алатау. Однако в ряде пунктов имеются дайки, сложенные сиенит-порфирами, сходными с дайками сиенит-порфиров массива Ирису.

Несколько таких даек выходят на рудном поле законсервированного свинцово-цинкового месторождения Теректы. Эти дайки сиенит-порфиров содержат вкрапленники каликатрового полевого шпата, почти полностью замещенные шахматным альбитом, сильно серицитизированного плагиоклаза (олигоклаз-андезина) и небольшое количество разложившегося пироксена. Полнокристаллическая мелкозернистая основная масса состоит из альбита, пелитизированного каликатрового полевого шпата и небольшого количества полностью разложившегося цветного минерала.

Подобные же дайки выходят в районе месторождения Каракауз и еще в нескольких пунктах. Некоторые из них содержат в основной массе небольшое количество кварца (5—10%), занимающего интерстиции между другими минералами, в связи с чем они могут быть названы кварцевыми сиенит-порфирами, и совершенно аналогичны по своему виду и составу дайкам кварцевых сиенит-порфиров, приуроченным к массиву Ирису.

#### **ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ ПОРОДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БОРОЛДАЙ-ДЖЕБАГЛИНСКОЙ ГЛЫБОВО-СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ**

В юго-западной части Боролдай-Джебаглинской зоны, сложенной нижнепалеозойскими толщами, отмечается присутствие мелких штоков и даек сиенитового и граносиенитового состава. Обычно штоки имеют небольшие размеры (от  $10 \times 20$  до  $600 \times 1000$  м) и более или менее изометричную форму, но из-за плохой обнаженности о ней судить трудно. Наиболее крупные дайки прослеживаются на протяжении до 2 км при мощности 50—200 м.

Эти интрузивные тела граносиенитов и сиенитов, как правило, приурочены к крупным разломам северо-западного простирания или к узлам их пересечения с более мелкими субмеридиональными нарушениями.

По форме тел и составу вмещающих их пород можно выделить две группы тел: штоки и дайкоподобные тела сиенитов и граносиенитов, залегающие в карбонатных породах кембрия, и штоки и дайки граносиенит-порфиров, залегающие среди терригенных пород ордовика.

#### **Сиениты и граносиениты, залегающие в карбонатных породах кембрия**

Наиболее крупным телом этой группы является дайкоподобное тело р. Джиланды, изученное и описанное М. В. Тацининой (1951). Центральная часть тела р. Джиланды сложена граносиенитами, постепенно переходящими в сиениты, а затем в периферической части приобретающими значительную меланократовость.

По большей части породы имеют розовато-желтоватую окраску, но при повышении содержания цветных компонентов становятся розовато-зелеными. Обычно это среднезернистые, иногда крупно- и даже грубозернистые породы, кое-где приобретающие порфировидное сложение. Они имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза, относительно ксеноморфного каликатрового полевого шпата

и цветных минералов. Калинатровый полевой шпат иногда несет микроклиновую решетку, но чаще он сильно альбитизирован, вплоть до образования шахматного альбита. Состав плагиоклаза варьирует от олигоклаз-андезина ( $An_{25-30}$ ) до альбит-олигоклаза ( $An_{10-12}$ ) обычно плагиоклаз в центральных частях кристаллов замещен серицитом или соссоритом, а по периферии обрастает оторочкой свежего альбита ( $An_{5-7}$ ). Ксеноморфные зерна микроклина обычно крупнее плагиоклаза, включают в себя более мелкие его кристаллы и являются порфировидными выделениями. В большинстве случаев калинатровый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, но при интенсивной альбитизации он замещается шахматным альбитом, и, таким образом, плагиоклаз составляет до 70% общей массы породы. Цветные минералы обычно содержатся в очень небольших количествах и представлены биотитом, превращенным в хлорит с мелкими зернами магнетита, мелкими чешуйками мусковита и иногда довольно крупными идиоморфными кристаллами актинолитизированного и хлоритизированного амфибола ( $Ng \wedge C = 22-24^\circ$ ). К выделениям цветных минералов обычно приурочиваются мелкие призмочки апатита, ромбические кристаллы сфена и магнетита.

В разновидностях центральной части штока, относящихся к граносиенитам, отмечается присутствие мелких зернышек кварца в количестве, не превышающем 5—10% объема породы, зернышки кварца располагаются в интерстициях между кристаллами плагиоклаза и микроклина.

Почти все интрузивные тела такого состава, так же как и вмещающие породы, испытывают более поздние процессы гидротермального изменения. Отмечаемая выше альбитизация плагиоклаза и микроклина, по-видимому, является автометаморфической. Но кроме нее во многих случаях устанавливается наложение более поздних процессов, среди которых можно наметить некоторую последовательность. Окварцевание, проявляющееся в разных участках с различной интенсивностью, обычно выражается в vyplнении кварцем тонких трещинок в шахматном альбите, иногда же кварц вместе с кальцитом в виде мелкозернистого агрегата цементирует раздробленные участки сиенита. По-видимому, более поздним является процесс сидеритизации породы, когда образуются крупные ромбические кристаллы железистого карбоната, включающие более мелкие зерна первичной породы. Сидерит в отдельных местах составляет до 25—30%. Наиболее поздней, наложенной на все предыдущие процессы является мусковитизация, поскольку крупные чешуи мусковита неправильной лапчатой формы пронизывают, замещают и включают в себя другие минералы, в том числе и кристаллы сидерита.

#### **Дайки граносиенит-порфиров, залегающие среди терригенных и кремнистых пород ордовика**

Внешне эти дайки сходны с дайками сиенит-порфиров, выходящих в районе интрузии Ирису, но, как правило, содержат несколько большее количество кварца. Они представляют собой розовато-серые мелкозернистые породы с крупными (до  $0,5 \times 1,0$  мм) порфировыми выделениями калинатрового полевого шпата, центральные части которых имеют серую, а периферические — розовую окраску, более мелкими удлиненными табличками плагиоклаза и призматическими или ромбическими вкраплениями сильно разложенных цветных минералов. Серый калинатровый полевой шпат центральных частей вкрапленников представлен натровым ортоклазом, сходным по внешнему виду с натровым ортоклазом пород интрузии Ирису; по периферии он сильно пелитизирован, за счет чего приобретает розовую окраску. Плагиоклаз сильно серицитизирован, принадлежит олигоклаз-андезину. Цветные минералы полностью разложены и замещены агрегатами зерен хлорита, эпидота, карбоната и рудного, но, судя по



квадратной, восьмигранной или ромбической их форме, можно предположить, что ранее в породе присутствовал пироксен и, может быть, амфибол. Основная масса полнокристаллическая, мелкозернистая, сложена главным образом пелитизированным калневым полевым шпатом, небольшим количеством альбита и цветных минералов, замещенных хлоритом, эпидотом и рудным. Кварц присутствует только в основной массе в виде резко ксеноморфных выделений, занимающих интерстиции между другими минералами. По своему составу и сложению эти породы сходны с теми разновидностями сиенит-порфиров интрузии Ирису, которые были отнесены к кварцевым сиенит-порфирам, но отличаются от них несколько большим содержанием кварца и могут быть отнесены к граносиенит-порфирам.

Таким образом, штоки и дайкоподобные тела юго-западной части Боролдай-Джебаглинской зоны являются достаточно типичными представителями щелочноземельной магмы гранитного ряда. Повышение щелочности до состава сиенита наблюдается в тех случаях, когда они прорывают карбонатсодержащие породы. В случае же залегания среди терригенных и кремнистых пород интрузивные тела представлены граносиенитами, т. е. отвечают кислой магме несколько повышенной щелочности и аналогичны лшаритам и граносиенитам того же возраста, развитым в пределах Каржантау-Кураминской впадины.

### Гидротермально измененные породы

Осадочные толщи юго-западной части Боролдай-Джебаглинской зоны, вмещающие штоки и дайки, оказываются в значительной степени затронутыми более поздними гидротермальными изменениями. Эти изменения происходят не только в экзоконтактах магматических тел, но и в узких зонах, вытянутых вдоль разломов, определяющих размещение этих тел. Вдоль нарушений осадочные толщи нередко интенсивно рассланцованы, благодаря чему облегчается проникновение метаморфизующих гидротермальных растворов.

Соответственно составу вмещающих толщ наблюдается несколько отличный характер наложенных изменений. Так, карбонатные породы, кроме мраморизации, подвергаются скаполитизации и иногда микроклинизации, затем на них накладывается небольшое окварцевание и сидеритизация. Известняки, не испытавшие рассланцевания, перекристаллизуются в среднезернистые мраморы гипидиобластовой структуры, в которых развивается пойкилбластический скаполит, местами достигающий размеров до 2,0 мм и имеющий идиоморфную призматическую форму. Иногда одновременно со скаполитом появляются неправильные ксенобластовые выделения микроклина и пойкилобластовые таблицы флогопита. Рассланцованные мраморы имеют лепидобластовую структуру за счет ориентированного расположения зерен всех слагающих их минералов. Появление флогопита, по-видимому, связано с присутствием в карбонатных породах MgO (доломита).

Окварцевание в карбонатных породах развито довольно слабо, в большинстве случаев оно сводится к образованию отдельных идиоморфных кристаллов кварца в форме призм с ромбоэдрами на обоих концах. Сидеритизация, наоборот, имеет здесь широкое развитие и нередко захватывает почти всю породу, лишь местами сохраняются реликты мраморов. Сидерит дает или крупные кристаллы ромбической формы, содержащие включения кальцита и иногда кварца, или сплошные зернистые скопления. Мусковитизация в карбонатных породах не отмечалась.

Терригенные и кремнистые породы вблизи контакта с интрузивными телами, а также вдоль разломов, испытывают интенсивное вторичное окварцевание, которое происходит, по-видимому, главным образом за счет привноса кремнезема из застывающего магматического очага. Такое

окварцевание сводится к образованию более крупнозернистого гранобластического кварца. Сидеритизация затрагивает также и эти породы, но здесь проявлена значительно слабее. Сидерит иногда имеет зональное строение, при котором периферические зоны переполнены включениями тонких зернышек кварца. Кроме того, наблюдается мусковитизация, которая выражается в развитии мелких чешуек мусковита, распределяющегося в породе довольно равномерно.

Все эти изменения вмещающих толщ, вероятно, происходили под воздействием поднимавшихся с глубины послемагматических растворов гидротермальной стадии, причем общий ход процесса говорит о постепенном повышении их кислотности (Коржинский, 1956, 1957; Соколов, 1958).

## КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОНОСНОСТИ ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА

В северо-западной части Срединного Тянь-Шаня известно скарново-магнетитовое месторождение, непосредственно связанное с щелочными интрузивными породами массива Ирису, и апатитово-магнетитовое оруденение в эффузивах. Кроме того, имеется несколько мелких свинцовых месторождений и многочисленные точки свинцового оруденения, территориально связанные с щелочными породами, а также установлена широкая общая зараженность этих пород свинцовыми минералами. В значительно меньшей степени распространена медная минерализация, приуроченная к эффузивам и к скарново-магнетитовым рудам; в единичных случаях отмечается присутствие золота и ртутно-сурьмяной минерализации, не имеющих промышленного значения, но важных для определения общего характера металлогении.

1. Магнетитовая скарново-рудная минерализация. Магнетитовая и сульфидная минерализация скарнового типа приурочена к экзоконтактам щелочных массивов Ирису и Каинды. Наиболее существенные рудные тела, дающие месторождение Ирису, располагаются в северном контакте массива Ирису, где в течение ряда лет Узбекским геологическим управлением проводились разведочные работы. На южном контакте массива Ирису, так же как и массива Каинды, были обнаружены более мелкие рудные тела такого же состава.

Детальное минералогическое изучение руд магнетитового месторождения Ирису, проводившееся А. Б. Баталовым (1961), показало, что их минеральный состав весьма разнообразен. Из гипогенных минералов кроме окислов железа присутствуют самородные золото и графит, разнообразные сульфиды: пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, кобальтин и марказит; значительное количество барита и ангидрита, апатит, рутил, флюорит и весьма разнообразные силикаты: пироксены, гранаты, оливин и серпентин, шпинель, полевые шпаты, нефелин, содалит, везувиан, скаполит, флогопит, биотит, мусковит, сфен и циркон.

По мнению А. Б. Баталова, магнетитовые руды возникли путем метасоматоза экскарнов преимущественно пироксенового и пироксен-гранатового состава, причем наблюдаются все переходы от оруденелых скарнов до сплошных руд массивной текстуры. Этим исследователем выделяются 4 основных этапа формирования рудных тел. К первому он относит мраморизацию вмещающих карбонатных пород, ко второму — образование скарнов, третий этап — апоскарновый, характеризуется замещением высокотемпературных скарновых силикатов окислами железа, а позднее сернистыми соединениями, что указывает на изменение физико-химического режима процессов. В четвертый, послерудный этап выделяются жильные карбонаты, барит и сульфиды поздней генерации.

Для магнетитового месторождения Ирису характерно отсутствие зон окварцевания, широко развитых в приконтактных ореолах гранитоидных интрузий, что, по мнению А. Б. Баталова, так же как и некоторая специфика состава апоскарнового и послерудного этапов, отличает месторождение Ирису от скарновых месторождений Средней Азии, развивающихся в экзоконтакте гранитоидов (Абдуллаев, 1948; Баталов, 1958а, б).

2. Апатитово-магнетитовая минерализация. Этого типа минерализация была обнаружена среди эффузивов Машатской впадины, где она приурочена к зоне интенсивного гидротермального изменения. Проводившиеся здесь разведочные работы установили, что апатитово-магнетитовые руды залегают в виде жил и прожилков, местами дающих значительные раздувы, формирование которых происходило, вероятно, в наиболее раннюю высокотемпературную стадию гидротермального процесса. Высокое содержание апатита, наряду с магнетитом, повышает ценность этих комплексных руд, хотя разведочные работы были приостановлены, по-видимому, из-за незначительного масштаба выявленного оруденения.

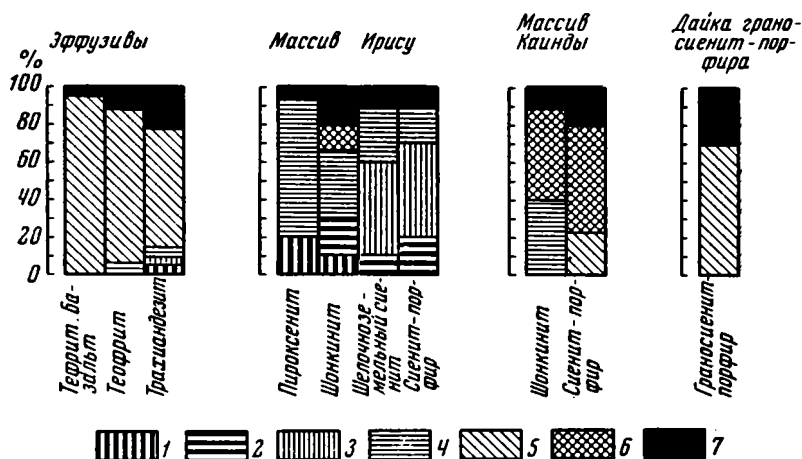
3. Свинцовая минерализация. Если магнетитовое и сульфидное оруденение скарнового типа имеет очень узкую локализацию в экзоконтактах щелочных массивов, а апатитово-магнетитовые руды строго приурочены к эффузивам, то свинцовая минерализация широко рассеяна в районе. В ряде точек она дает повышенные концентрации и на некоторых таких участках в различные годы проводились разведочные и попутно небольшие эксплуатационные работы.

Размещение свинцовых рудных тел обычно связано с разломами и узлами пересечения сбросов и надвигов субширотного простирания, которые являются также благоприятными для размещения магматических тел щелочного комплекса. Однако свинцовые рудные тела всегда залегают в карбонатной толще и не образуют скоплений в пределах штоков щелочных пород. Тем не менее, постоянно наблюдается пространственная близость магматических пород комплекса и свинцовых рудных проявлений. Так, месторождение Жетымсай расположено в 200—300 м к востоку от Жетымсайского штока шонкинитов и располагается вблизи того же широтного надвига, который контролирует размещение штока. На рудном поле месторождения Каракауз (северный склон гор Каракус) выходит небольшой шток шонкинитов и несколько даек сиенит-порфиров. Месторождение Теректы расположено в толще карбонатных пород северо-восточной окраины Машатской впадины, вблизи ограничивающей впадину тектонической зоны. Эта зона выполнена брекчией карбонатных пород, сцементированных лавовым материалом трахиандезитового состава. На рудном поле выходит несколько даек сиенит-порфиров, причем одна из этих даек по простиранию переходит в рудное тело, т. е. и дайка и рудная залежь приурочены к одной и той же трещине.

Рудные тела обычно представлены залежами прожилково-вкрапленных руд, главным полезным компонентом которых является галенит, в верхних горизонтах переходящий в церуссит. Кроме свинцовых минералов иногда присутствует сфалерит; наиболее распространены пирит и арсенопирит, реже халькопирит. Из жильных минералов обычны доломит, кальцит, барит и кварц. На месторождении Теректы отмечается тонкая вкрапленность киновари, которая замещает сфалерит, отлагаясь в наиболее поздний этап. Околорудные изменения вмещающих рудные тела карбонатных пород выражаются в гидротермальной доломитизации, окварцевании, кальцитизации и реже баритизации; иногда наблюдается также и флюоритизация. Кроме рудных тел, представленных прожилково-вкрапленными рудами, в районе встречаются кальцитово-баритовые жилы, содержащие галенит и немного сфалерита. Такие жилы отмечаются в северной части Арысь-Угамской зоны, к востоку от массива Каинды и в ряде

других пунктов. В зернах галенита иногда содержатся тонкие прожилко-видные выделения золота.

Достаточно ясная пространственная сопряженность свинцовой минерализации с магматическими телами щелочного комплекса и приуроченность их к одним и тем же разломам может указывать на существование генетической связи между ними. Эта связь, по-видимому, парагенетическая и сводится к тому, что как первая, так и вторые имеют общий магматический очаг, из которого в ранние этапы поступал магматический расплав, реагировавший с карбонатной толщей и давший породы щелочного комплекса, а в заключительный этап поднимались гидротермальные растворы, отложившие рудные минералы.



Фиг. 36. Состав тяжелой немагнитной фракции щелочных пород.  
1 — пироксен; 2 — полевые шпаты; 3 — апатит; 4 — барит; 5 — карбонаты; 6 — барит; 7 — галенит и церуссит

4. Медная минерализация отмечается в виде сульфидных минералов скарново-магнетитовых руд месторождения Ирису, а также установлена в Машатской впадине, где имеется рудная точка Кильты-Машат, разведывавшаяся на медную руду. Это рудопроявление расположено в западной части впадины и приурочено к крутопадающим трещинам двух направлений (широтного и меридионального), выполненных крупнокристаллическим кальцитом с вкрапленностью сульфидов (халькозина и блеклой руды), окисленных медных минералов (азурита и малахита) и иногда самородной меди. В местах пересечения трещин в рудных телах образуются раздувы, в которых повышается содержание медных минералов.

5. Золотая минерализация. Как уже упоминалось выше, в сульфидных рудах скарново-магнетитовых тел месторождения Ирису минералогически установлено присутствие золота. Кроме того, золото отмечается в некоторых кальцитово-баритовых жилах с галенитом, развитых в северной части Арысь-Угамской зоны. Оно выделяется в виде тончайших прожилков в галените, а также присутствует в окисленных минералах свинца и меди, однако имеет лишь минералогический интерес. Вероятно, иногда золото дает более крупные скопления, поскольку в военные годы в этой части района в долинах двух небольших рек проводилась старательская промывка россыпного золота, но количество добытого при этом золота не известно. Разрабатывавшаяся россыпь располагается ниже зоны брекчированных, ожелезненных и окварцованных пород, с которыми, по-видимому, и было связано золото.

Проводившееся минералогическое изучение тяжелых фракций прото-лочек проб большого веса (10—15 кг), отобранных автором из интрузивных и эффузивных пород щелочного комплекса, показало постоянное присутствие в них свинцовых минералов (галенита и церуссита) в количестве от 3 до 20%. Кроме свинцовых минералов тяжелые фракции пород Ирису и Каинды содержат много апатита и сфена (до 80%), реже барит и карбонаты. Последние особенно обильны в эффузивах, где широко развиты процессы вторичных гидротермальных изменений (фиг. 36). Кроме перечисленных минералов, дающих процентные количества, в тяжелой фракции всегда присутствуют зерна циркона, рутила, реже сфалерита и медных минералов, а в отдельных случаях были встречены единичные зерна золота и хромита.

Наличие во всех пробах щелочных пород рассеянного галенита и церуссита указывает на значительную зараженность их свинцом, что подтверждает существование генетической связи между ними и свинцовой минерализацией.

Интересно, что состав тяжелой фракции пробы, взятой из граносенит-порфировой дайки, залегающей в терригенных породах ордовика (Боролдай-Джебагалинская зона), тождествен с составом тяжелой фракции тефритов и трахиандезитов Машатской впадины.

Общий комплекс рудных проявлений, связанных с щелочными породами, а также минералогический состав тяжелых фракций, характерны для гранитной магмы. Это подтверждается необычайным сходством с эндогенной минерализацией других частей Срединного Тянь-Шаня, где для рудных проявлений несомненно установлена генетическая связь с гранитными интрузивами.

## ГЛАВА IV

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В главе I настоящей работы были кратко изложены мнения различных исследователей, занимавшихся изучением щелочных пород Ирису и Каинды относительно их генезиса. Одни авторы объясняют образование этих пород дифференциацией базальтовой или трахибазальтовой магмы, а другие (В. А. Николаев) считают, что они являются производными гранодиоритовой магмы, изменившей свой состав благодаря глубинной ассимиляции карбонатных толщ.

При рассмотрении генезиса этих щелочных массивов автор постарался учесть не только минералого-петрографический и химический состав слагающих пород, но и их металлогению, а также состав вмещающих толщ и положение магматических тел в общей структуре района. Материалы, полученные в последние годы по всем этим вопросам, как это будет показано ниже, позволили автору придти к выводам, в общем близким с выводами В. А. Николаева, хотя и отличающимся от них в ряде немало-важных деталей.

#### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Для рассмотрения вопроса о происхождении интрузивных щелочных пород удобнее всего взять за основу материал по массиву Ирису, наиболее детально изученному автором.

Массив Ирису, сложенный разнообразными породами щелочного состава, имеет резко дискордантный характер контактов с вмещающей карбонатной толщей и приурочен к участку пересечения субмеридионального сброса с широтным надвигом. Здесь вмещающие породы особенно сильно раздроблены, что очень четко видно в северной части массива, где имеются многочисленные мелкие и крупные ксенолиты изометрической формы, но чаще вытянутые в виде полос и линз параллельно широтному простиранию карбонатной толщи.

Интрузивные породы краевых частей массива, содержащие обильные ксенолиты вмещающих пород, которые испытали сложные процессы взаимодействия карбонатного материала с внедрившейся магмой, имеют вид «эруптивных брекчий» — текстур гибридных пород, весьма характерных для краевых частей гранитных массивов.

Меланократовый основной состав пород краевых частей массива с постепенным уменьшением их основности к центральному участку, а также наличие текстур «эруптивных брекчий» и образование в экзоконтакте магнезиальных скарнов позволяет провести близкую аналогию с породами, развитыми в контактах гранитоидных массивов юго-западной части Среднего Тянь-Шаня — Моголтауской и Чаткальской зон (Моголтау и Карамазар) и других районов Тянь-Шаня (Жариков, 1958, 1959; Ляшкевич, 1959б; Ляшкевич и Омеляненко, 1961; Перчук, 1964).

Эти образования также весьма сходны с апикальными частями многих крупных гранитных массивов или их мелкими сателлитами других районов СССР (Казахстана, Кузнецкого Алатау и т. д.), где весьма обычны краевые гибридные фации габбродиоритового состава. Такого типа эндо-

контактные породы гранитных массивов хорошо изучены и широко известны в литературе (Дембо, 1956, 1960; Коптев-Дворников, 1953; Кузнецов, 1963 и др.).

Отличие пород массива Ирису от пород апикальных частей крупных гранитоидных массивов, при сохранении большого тождества структурных и текстурных признаков, сводится к высокой щелочности первых.

Для большей части пород массива Ирису — от пироксенитов до щелочноземельных сиенитов — характерны магматические структуры и четко выраженная последовательность выделения минералов: первыми выделяются оливин, пироксен и плагиоклаз, а несколько позже — ортоклаз (с 15% примеси альбитовой молекулы) и зеленовато-бурый биотит.

Встречающиеся участки, сложенные гранобластовыми или роговиковыми агрегатами бесцветного пироксена, имеющего состав диопсида, представляют собой реликты ксенолитов метасоматически измененных вмещающих пород, не подвергшиеся плавлению. Доказательством этого служит развитие по их периферии идиоморфных кристаллов магматического бледно-зеленого диопсид-авгита, которые окружают участки роговиковой структуры, а затем, в свою очередь, обрастают биотитом.

Таким образом, пироксениты, меланократовые шонкиниты, шонкиниты, монзониты, щелочные и щелочноземельные сиениты Ирису образовались в результате кристаллизации магматического расплава. К тому же выводу пришел и В. А. Николаев (1935), что послужило основанием для выдвижения им идеи о наличии глубинной ассимиляции карбонатных толщ гранодиоритовой магмой в процессе формирования магмы, давшей щелочные породы Ирису и Каинды.

Однако в нашем распоряжении имеются определенные данные, указывающие, что реакции взаимодействия между магмой и вмещающими доломитовыми известняками происходили на месте, в период поднятия магмы и становления интрузии. Главными доказательствами этого положения являются: 1) обилие ксенолитов измененных карбонатных пород, превращенных в магнезиальные скарны, и 2) последовательная смена пород от меланократовых почти мономинеральных пироксенитов через промежуточные разности к щелочноземельным сиенитам, наблюдаемым от краев к центральным частям массива, при отсутствии интрузивных взаимоотношений между ними.

Придя к выводу, что основные породы краевых частей интрузии кристаллизовались из магмы и образовались в результате ее взаимодействия с карбонатной толщей ниже-среднекарбонового возраста, можно сделать два предположения относительно состава магмы. Первое — что поступавшая магма уже обладала высокой щелочностью, т. е. отвечала составу щелочных сиенитов, богатых К, но не имела состава щелочных базальтоидов, как это предполагалось К. Н. Вендландом, М. П. Орловой, К. А. Абдрахмановым и другими, поскольку ее высокая основность связана с реакциями, происходившими *in situ*. Второе — что магма, поступавшая во вмещающую карбонатную толщу, имела гранитный состав, а повышение ее щелочности (так же как и основности) произошло в результате взаимодействия с доломитовыми известняками (Молчанова, 1957).

Данные о структурном положении и возрасте щелочных пород северо-западной части Срединного Тянь-Шаня, петрологические материалы, полученные при детальном изучении пород массива Ирису и эффузивной толщи Машатской впадины, а также характер эндогенной минерализации, приводят автора к необходимости считать более правильным второе предположение.

Возможность повышения щелочности магматического расплава в связи с реакциями взаимодействия между гранитной магмой и основными или

карбонатными породами рассматривается Д. С. Коржинским в его гипотезе магматического замещения (1952а, 1957, 1960, 1962а, б). Согласно этой гипотезе, повышение щелочности в краевых частях гранитных массивов вызвано инфильтрационным характером потока сквозьмагматических растворов магматической стадии, расплавляющих вмещающие доломиты с образованием гибридного расплава основного состава. Повышение концентрации оснований в таком расплаве приводит к повышению химических потенциалов (активности), в первую очередь щелочей, как наиболее сильных оснований. Таким образом, в краевой части гранитной интрузии возникает расплав с высокой концентрацией  $MgO$  и  $CaO$  и высоким потенциалом щелочей. Последние, являясь легкоподвижными компонентами, начинают диффундировать в участки с меньшими потенциалами щелочей, т. е. от эндоконтакта к центральной части массива, вызывая, таким путем, повышение щелочности в краевых частях интрузии, постепенно падающее с удалением от контакта.

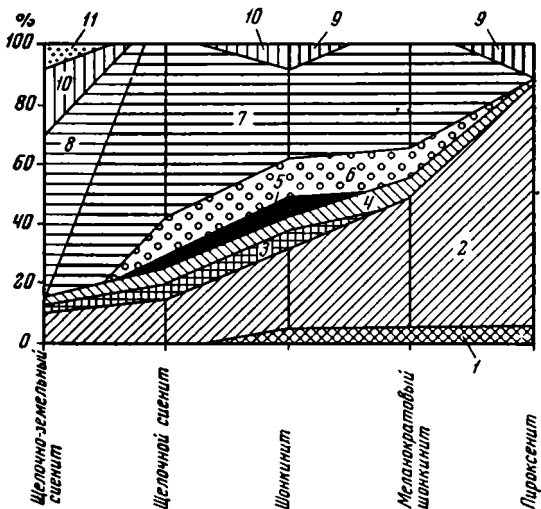
Д. С. Коржинский называет такое повышение щелочности вокруг замещаемых пород основного состава (особенно доломитов) диффузионным ореолом «отраженной» повышенной щелочности или «волной отраженной щелочности» (1958, 1960).

В массиве Ирису, непосредственно в контакте с доломитовыми известняками, развиты пироксениты, в которых содержится небольшое количество оливина и основного плагиоклаза, но главная часть принадлежит пироксену состава диопсид-авгита (фиг. 37).

После узкой зоны пироксенитов идут меланократовые шонкиниты, переход к которым выражается в появлении крупных пойкилитовых зерен чистого, слабо пертитизированного ортоклаза, «псевдолейцита», представленного дактилоскопическими срастаниями ортоклаза и нефелина, зелено-бурого биотита (мероксена), а также каймы эгирин-авгита вокруг зерен пироксена.

Присутствие щелочных минералов (при постепенном исчезновении плагиоклаза замещающегося «псевдолейцитом») говорит о резком повышении общей щелочности расплава. Преобладание среди щелочных минералов богатых калием и незначительное содержание натровых (оторочка эгирин-авгита) указывает на то, что химический потенциал  $K_2O$  был выше, чем  $Na_2O$ .

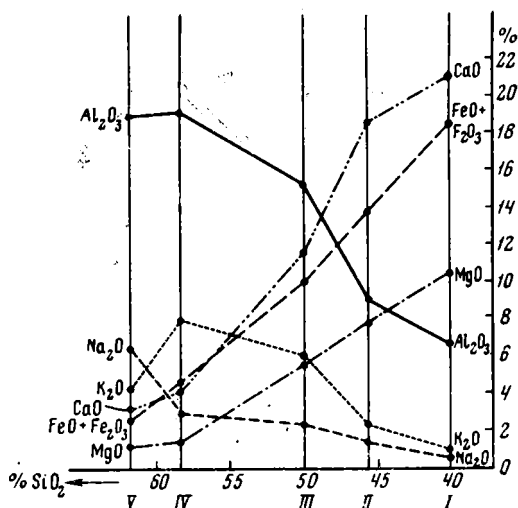
С удалением от контакта в равнозернистых и порфириовидных шонкинитах, кроме крупных ксеноморфных зерен ортоклаза, появляются удлиненные кристаллы натрового ортоклаза и в большом количестве развиваются «псевдолейцитовые» срастания ортоклаза и нефелина, образующиеся в результате замещения плагиоклаза. Последний нередко сохраняется в виде реликтов, а иногда образует самостоятельные идиоморфные таблитчатые зерна, принадлежащие андезину ( $An_{30-40}$ ). Цветные



Фиг. 37. Изменение минерального состава пород массива Ирису. 1 — оливин; 2 — пироксен, 3 — амфибол; 4 — биотит; 5 — нефелин; 6 — «псевдолейцит»; 7 — ортоклаз; 8 — натровый ортоклаз; 9 — плагиоклаз-лабрадор; 10 — плагиоклаз-олигоклаз-андезин; 11 — кварц



компоненты в этих шонкинитах представлены теми же минералами, как и в меланократовых шонкинитах: оливином, пироксеном (диопсид-авгитом) и зелено-бурым биотитом, однако оторочка эгирин-авгита вокруг кристаллов диопсид-авгита обычно более узкая, а иногда полностью отсутствует. Это указывает, что диффузия  $\text{Na}_2\text{O}$  постепенно ослабевала,



Фиг. 38. Изменение химического состава пород от эндоконтакта к центральной части массива Ирису

I — пироксенит (среднее из 3 анализов); II — меланократовый шонкинит (среднее из 3 анализов); III — шонкинит (среднее из 7 анализов); IV — щелочной (псевдолейцитовый) сиенит (среднее из 2 анализов); V — щелочноземельный сиенит (среднее из 2 анализов)

зажатые между двумя соседними более меланократовыми, происходит двусторонняя диффузия щелочей. Это приводит к особенно сильному возрастанию щелочности, выражающемуся в полном замещении плагиоклаза «псевдолейцитом» и развитии эгирин-авгита, нередко полностью замещающего диопсид-авгит; таким образом, эти лейкократовые полосы представлены щелочными сиенитами.

Щелочноземельные сиениты образуют более крупные участки в центральной части массива. В наиболее «чистых» разностях этих пород полностью отсутствует «псевдолейцит», обычен натровый ортоклаз и плагиоклаз состава олигоклаз-андезина, количество которого достигает 20—25%, и иногда даже появляется небольшое количество кварца. Приведенная характеристика щелочноземельных сиенитов указывает на то, что «волна отраженной щелочности» почти не доходит до этих участков и что щелочноземельные кварцевые сиениты представляют собой породы, наиболее близкие к первичному составу магмы. Близость их состава с составом более поздних даек сиенит-порфиров, поступавших из нижних горизонтов магматического очага после кристаллизации пород массива, подтверждает этот вывод.

В соответствии с изменением минералогического состава магматических пород массива Ирису происходит и изменение их химического состава (фиг. 38). Исходные породы состава кварцевого сиенита содержат очень незначительное количество  $\text{MgO}$  (около 1%) и несколько больше  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}$ .

В щелочных сиенитах резко возрастает содержание  $\text{K}_2\text{O}$ , что свя-

в то время как диффузия  $\text{K}_2\text{O}$  продолжалась еще достаточно интенсивно, о чем говорит образование многочисленных крупных «псевдолейцитов», придающих шонкиниту порфировидную структуру.

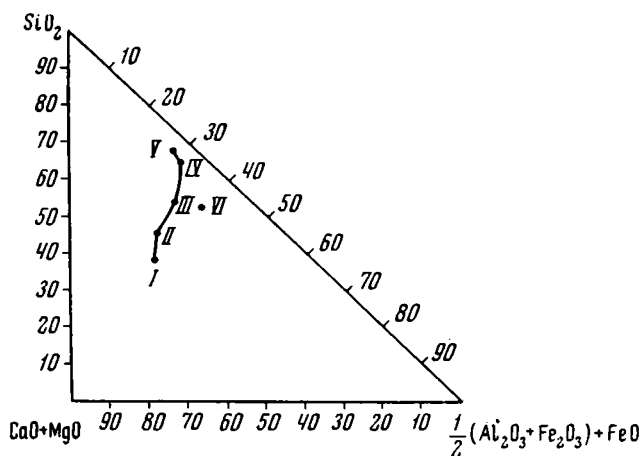
Полосчатые шонкиниты представляют общую последовательную смену пород массива, выраженную в мелком масштабе. В них имеются узкие ксенолиты магнезиальных скарнов, сохранившиеся внутри полос и пятен пироксенитов; последние сменяются шонкинитами с постепенно увеличивающимся количеством лейкократовых компонентов, вплоть до перехода в щелочные сиениты, содержащие небольшое количество меланократовых минералов. Все эти изменения происходят на коротком расстоянии, так как ширина полос и липз не превышает нескольких десятков сантиметров. Поэтому в лейкократовые полосы,

зано с диффузией  $K_2O$  при «волне отраженной щелочности». В направлении к контакту происходит постепенное повышение содержания  $MgO$  и  $CaO$  при одновременном снижении  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и щелочей, т. е. происходит «десиликатизация» расплава, вызванная повышением активности оснований. Повышение содержания  $Fe_2O_3 + FeO$ , по-видимому, связано с разлитием послемагматических процессов, о которых будет речь ниже.

Изменение химического и минералогического состава сопровождается изменением структурных взаимоотношений между минералами и порядком их выделения из расплава. Если в кварцсодержащих сиенитах, обладающих гинидиоморфнозернистой структурой, наблюдается последовательность кристаллизации:  $Пн + Пл_{30-40}$ ;  $Бн + Пл_{20} + Орт + Кв$ , то в щелочных сиенитах она сменяется:  $Пн_{\delta-a} + Пл_{50}$ ;  $Пн_{\delta-a} + Пл_{30}$ ;  $Пн_{\delta-r} + Бн + \pm Орт + Не$ , в шонкинитах:  $Ол + Пн_{\delta-a} + Пл_{50}$ ;  $Пн_{\delta-r} + Орт + Не$ ,  $Бн + Пл_{30} + Орт$ , а в пироксенитах:  $Ол + Пн_{\delta-a}$ ;  $Пн_{\delta-a} + Пл_{50}$ ;  $Бн + Пн_{\delta-r}$ .

На барицентрической диаграмме состава магматических пород массива Ирису по соотношению весовых количеств  $SiO_2 : (CaO + MgO) : (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)$  видны две точки перелома, отвечающие изменению условий формирования пород: первая, по-видимому, отвечает возникновению «волны отраженной щелочности», а вторая — кристаллизации щелочноземельных сиенитов из первичного магматического расплава (фиг. 39).

Особняком стоят породы монцонитового состава, которые отличаются значительно более высоким содержанием  $Al_2O_3$  при количестве кремнезема, равном его количеству в шонкинитах. Отличный химический состав монцонитов находит свое отражение и в минеральных ассоциациях: монцониты содержат до 40% плагиоклаза и значительное количество амфибола при отсутствии «псевдолейцита» и ортоклаза, бедного альбитовой молекулой. Такое своеобразие монцонитов, возможно, связано с тем, что



Фиг. 39. Барицентрическая диаграмма составов магматических пород массива Ирису по соотношению весовых количеств  $SiO_2 : (CaO + MgO) : (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO)$

I — пироксенит; II — меланократовый шонкинит; III — шонкинит; IV — щелочной сиенит; V — щелочноземельный сиенит; VI — монцонит

во вмещающей карбонатной толще имеются прослои мергелистого состава, первично содержащих повышенное, относительно доломитовых известняков, количество  $Al_2O_3$ . Это приводит к тому, что в них не происходит значительного возрастания химических потенциалов щелочей.

В связи с этим здесь отсутствуют щелочные минералы, характерные для пород, образовавшихся в результате взаимодействия с доломитовыми известняками.

Меланократовые сиениты и альбитовые сиениты, развитые главным образом вдоль восточного контакта массива, являются породами, в происхождении которых преобладающую роль играли метасоматические процессы послемагматической стадии.

Меланократовые сиениты характеризуются ростом крупных неправильных порфиробластов гастингсита, лепидомелана и натрового ортоклаза, содержащих обильные включения различных минералов магматической стадии — плагиоклаза, пироксена, биотита и др. Этот процесс накладывается на все разновидности пород магматической стадии, независимо от их состава, что приводит к некоторому нивелированию различий между ними.

Однако более меланократовые разновидности, образовавшиеся по шонкинитам и монцонитам, содержат большое количество порфиробластов гастингсита и лепидомелана. Последние минералы образуются по пироксену и зелено-бурому биотиту, по-видимому, являясь продуктами автометасоматоза ранней послемагматической стадии. Замещение пироксена и биотита (мероксена) гастингситом и лепидомеланом говорит о возрастании в растворах роли железа, что, по Д. С. Коржинскому (1957, 1958, 1962а, б), связано с повышением кислотности позднематических растворов, при котором происходит замещение более сильных оснований ( $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ ) более слабыми ( $\text{FeO}$ ).

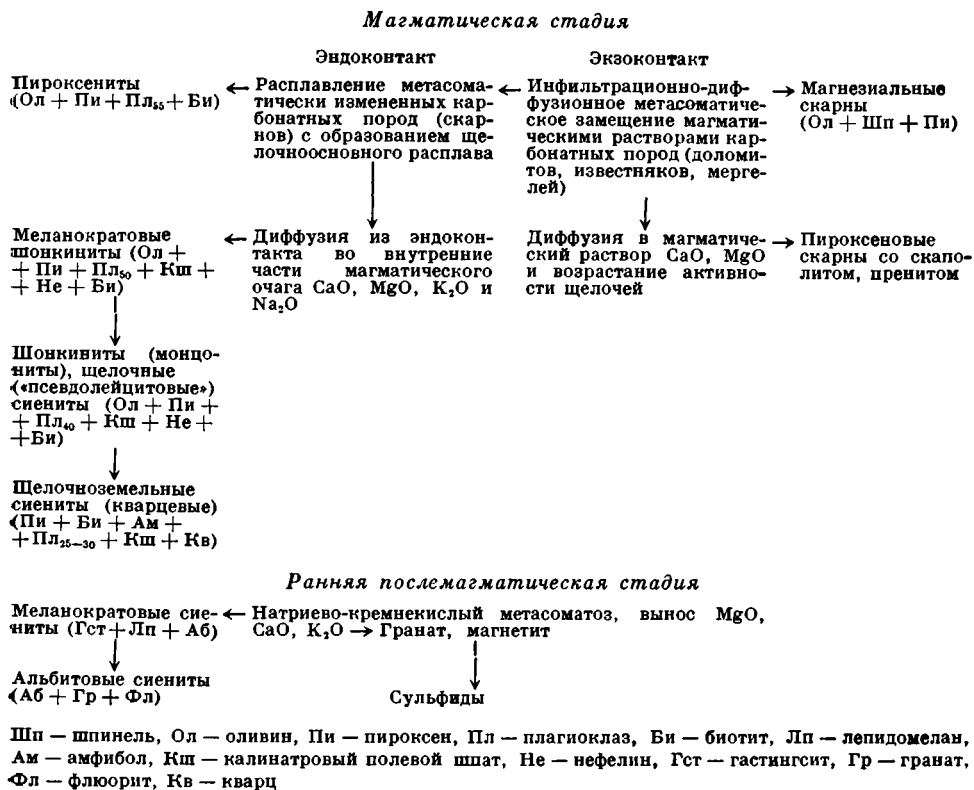
Дальнейшее повышение кислотности послемагматических растворов выражается в интенсивных метасоматических преобразованиях пород вблизи тектонических нарушений, ограничивающих восточный контакт массива. Эти метасоматические изменения сводятся к альбитизации плагиоклаза и калинатрового полевого шпата (до шахматного альбита), а также к растворению пироксена и биотита с образованием мелких зерен гастингсита, идиоморфных кристаллов граната состава меланита, зерен сфена, апатита и мелких рассеянных неправильных зерен флюорита. Замещение пироксена гастингситом, а затем меланитом указывает на постепенное повышение роли  $\text{Fe}$ , вытесняющего  $\text{Mg}$  и  $\text{Al}$ , а замещение калинатрового полевого шпата альбитом — на повышение роли  $\text{Na}_2\text{O}$ , вытесняющего  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ . Такой ход процесса метасоматоза, по данным Д. С. Коржинского, а также В. А. Соколова (1958), имеет место при повышении кислотности или понижении pH растворов в раннюю послемагматическую стадию. Образование тонких гранатовых прожилков, наблюдаемое в породах восточной части массива, является одним из проявлений повышения кислотности послемагматических растворов в пределах массива.

Одновременно в экзоконтакте идут процессы того же характера — происходит замещение диопсида магнезиальных скарнов гранатом, имеющим составgrossуляра, который затем сменяется меланитом. В последующую стадию магнетит местами целиком метасоматически замещает все другие минералы скарнов и дает скопления в виде залежей. В заключительную стадию рудного процесса образуются сульфиды, замещающие магнетит (Баталов, 1961).

Такая последовательность метасоматических изменений пород экзоконтакта, идущая по линии повышения роли окислов  $\text{Fe}$ , которые затем вытесняются сульфидами, также указывает на повышение кислотности послемагматических растворов, поступающих из магматического очага (Коржинский, 1957, 1962а, б).

Рассмотренные возможные пути образования интрузивных щелочных пород на примере массива Ирису можно свести к следующей схеме развития процесса их формирования.

# **Схема развития процесса формирования пород Ирсеу**



Таким образом, в строении интрузивных тел принимают участие как магматические, так и метасоматические породы. Последние образуются под воздействием послемагматических растворов, поступление которых с глубины облегчается наличием тектонических разломов.

Вывод о магматической природе большей части интрузивных пород согласуется с гипотезой магматического замещения, одним из главных положений которой является плавление вмещающих толщ с образованием в эндоконтакте гибридного расплава повышенной основности и щелочности. Это положение весьма существенно с точки зрения генетической связи интрузивных щелочных пород с эффузивами, представляющими собой продукты кристаллизации той же гибридной магмы в поверхностных условиях.

На юге Каржантау-Кураминской впадины, в Западном Кармазаре и других участках юго-западной части Среднего Тянь-Шаня имеются интрузивные породы повышенной основности и щелочности. Эти породы, выделяемые обычно под названием чорух-дайронского и алмалыкского типов, представлены монзонитами, сиенито-диоритами, сиенитами и граносиенитами, могут рассматриваться как промежуточные разновидности между гранитами шайданского и гушайского типов и щелочными габброидами западно-талаасского комплекса. В. А. Жариков, изучавший скарны Западного Кармазара, пришел к выводу, что повышение основности и щелочности эндоконтактных частей пермских гранитных штоков (в контакте с которыми образуются скарны) происходит в результате магматического замещения гранитной магмой вмещающих доломитовых известняков (Жариков, 1958, 1959). Такой генезис пород чорух-дайронского и алмалыкского типа позволяет автору с еще большей уверенностью

говорить о генетической связи щелочных габброидов Ирису с гранитной магмой. Различие между ними в степени основности и щелочности, по-видимому, связано с меньшей мощностью карбонатной толщи в пределах Западного Карамазара относительно ее мощности в Арысской части Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны. Здесь гранитная магма, поднимаясь к месту кристаллизации массива Ирису, проходила трехкилометровую толщу карбонатных пород, реагировала с ними и приобрела повышенную щелочность. Дальнейшее взаимодействие такой магмы с вмещающими доломитовыми известняками на месте кристаллизации массива привело к образованию в эндоконтакте пироксенитов и меланократовых шонкинитов.

В Боролдай-Джебаглинской зоне имеются дайки кварцевых сиенит-порфиров и шток граносиенит-порфиров, которые по возрасту, петрографическому составу, химизму, а также по составу тяжелой фракции, близки наиболее кислым представителям интрузивных пород и дайкам сиенит-порфиров Ирису. Несомненная принадлежность первых к продуктам кристаллизации гранитной магмы позволяет сделать вывод, что и вторые являются производными той же магмы.

Родство описываемых щелочных пород с пермскими гранитоидами хорошо подтверждается значительным сходством в металлоносности, генетически связываемой с тем или другим из этих магматических комплексов (Карпова, 1958; Горецкая, 1961).

С пермскими гранитоидами юго-западной части Срединного Тянь-Шаня связаны многочисленные мелкие скарновые месторождения магнетитовых и шеелитовых руд, свинцово-цинковая и молибденово-медная скарновая и гидротермальная минерализация (прожилково-вкрапленного и жильного типов). В средне- и низкотемпературные стадии гидротермального процесса, связанного с кристаллизацией гранитного очага, формировались свинцово-флюоритовые рудные тела, залегающие в карбонатных породах. Они представлены метасоматическими залежами и минерализованными зонами дробления, содержащими в числе жильных минералов барит, флюорит и кварц.

Каждый из перечисленных типов оруденения имеет своих аналогов и в северо-западной части Срединного Тянь-Шаня, генетически связанных с щелочным комплексом. Непосредственно с интрузией Ирису связано магнетитово-скарновое оруденение, на которое наложена более поздняя сульфидная минерализация. Территориально сближены с магнетитовыми скарнами гидротермальные свинцово-цинковые рудные жилы с баритом, а свинцовая минерализация карбонатных пород, нередко сопровождаемая флюоритом, имеет очень широкое развитие на всей территории Арысь-Угамской зоны.

Безусловно, имеются некоторые различия в минералогическом составе руд и присутствии различных элементов-примесей (как, например, никеля, кобальта и иногда хрома), однако эти различия не столь существенны, чтобы говорить о принципиально иных источниках, давших те и другие рудоносные растворы. Такое существенное различие кажется еще менее возможным, если учитывать, что даже в пределах рудных комплексов одного этапа обычно устанавливается значительная геохимическая специализация, которая может зависеть от степени кислотности или щелочности поступавших растворов (Мадокина-Воронич и Раджабов, 1958), а также может быть связана с отличиями в составе вмещающих толщ (Абдуллаев, 1949, 1950; Исмаилов, 1958).

Минерализация, связанная с породами щелочного комплекса, очень сходная с эндогенной минерализацией гранитного ряда, не характерна для базальтовой магмы.

## ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭФФУЗИВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В эффузивах не удается установить процессов взаимодействия магматического расплава с вмещающей толщей. Можно лишь говорить о последовательной смене пород основного состава более кислыми и щелочными, аналогичной смене, прослеживающейся в массиве от его периферии к центральным частям.

При сравнении составов интрузивных и эффузивных пород устанавливается большое сходство. Тефрито-базальтовые порфириты и лейцитовые тефриты по своему минералогическому и химическому составу соответствуют тем или иным разновидностям шонкинитов, а андезито-трахиты и латиты, содержащие обильные вкрапленники калинатрового полевого шпата, достаточно близки щелочным и щелочноземельным сиенитам.

Общность составов пород интрузивной и эффузивной фаций при их одновременности позволяет считать, что они формировались из общего магматического очага, а возможно даже и камеры. Если же камеры были разные, то в них происходили совершенно одинаковые реакционные взаимодействия гранитной магмы с вмещающими доломитовыми известняками, в результате которых образовывался гибридный расплав сходного состава. Доказательством того, что доломитовые известняки несомненно принимали участие в образовании гибридного расплава, давшего эффузивы, является присутствие в тефрито-базальтовых порфиритах различной величины ксенолитов измененных известняков.

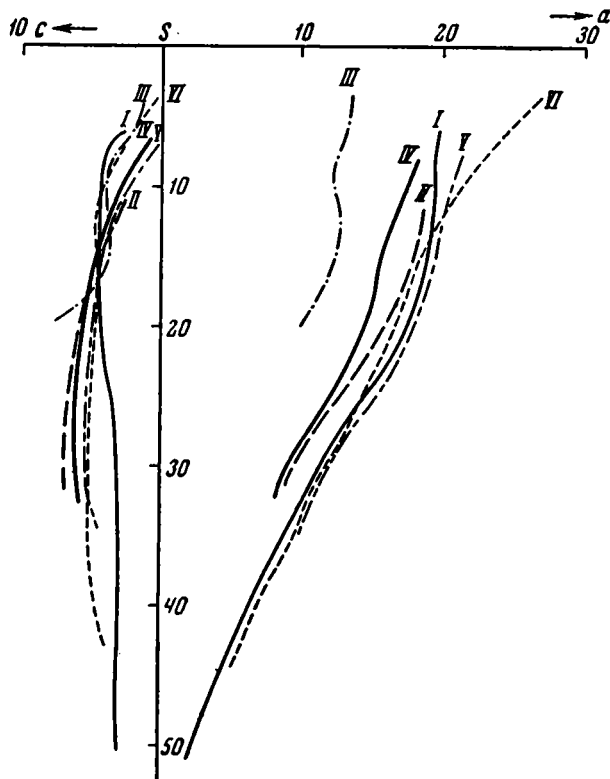
Подтверждением того, что магма, давшая щелочные эффузивы, первоначально имела кислый состав, может служить наличие трахиандезитов р. Бадам, которые являются как бы промежуточным звеном между щелочными базальтоидами даубабинской свиты и кислыми эффузивами шурабсайской свиты Каржантау-Кураминской впадины. Химический состав трахиандезитов р. Бадам, выраженный вариационной линией (см. диаграмму фиг. 11), близок по кислотности лейцитовым тефритам и трахиандезитам Машатской впадины, но отличается меньшей щелочностью, хотя это отличие почти исчезает для наиболее кислых разновидностей.

Помимо сходства в вещественном составе пород интрузивной и эффузивной фаций, позволяющего говорить об их тесном генетическом родстве, на то же указывают составы тяжелых фракций, данные неполного спектрального анализа, а также весьма близкие процессы наложенных послемагматических изменений. Кроме того, об этом же можно судить и по характеру эндогенной минерализации, связанной с интрузивными и с эффузивными породами.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Близость составов интрузивных и эффузивных пород северо-западной части Срединного Тянь-Шаня особенно хорошо видна при сравнении их химических анализов. Вариационные линии интрузивных и эффузивных пород (фиг. 40), проведенные через начальные точки векторов усредненных анализов отдельных разновидностей (см. фиг. 11 и фиг. 34), проходят почти строго параллельно друг другу. При этом линия эффузивов располагается немного левее линии интрузивных пород Ирису, что говорит о несколько меньшей щелочности эффузивов.

Очень характерно отсутствие в эффузивной серии аналогов пироксенитов и меланократовых шонкинитов, что подтверждается и данными минералого-петрографического изучения. Вариационная линия эффузивной серии начинается со щелочных базальтоидов типа абсарокита, который по составу близок среднему составу шонкинитов Ирису. По-види-



Фиг. 40. Сравнительная характеристика химизма пород западно-таласского щелочного комплекса с химизмом гранитоидов западной части Среднего Тянь-Шаня и щелочных пород Италии и Монтаны

I — интрузивные породы массива Ирису; II — эффузивы и субвулканические породы Машатской впадины; III — гранитоиды западной части Среднего Тянь-Шаня; IV — щелочноземельные породы Этны (по А. Н. Заварицкому); V — щелочные породы Хайвуд, Монтана (по А. Н. Заварицкому); VI — щелочные породы Италии (по А. Н. Заварицкому)

характеризующей химические особенности щелочного комплекса, можно видеть, что обе вариационные линии — эффузивных и интрузивных пород — незначительно наклонены к оси Sb и расположены параллельно и несколько правее линии пород Этны, отграничивающей типичные щелочноземельные породы от щелочных (Заварицкий, 1950).

Такое положение вариационных линий пород западно-таласского щелочного комплекса позволяет говорить об относительно небольшой их щелочности; скорее они относятся к субщелочным, чем к щелочным породам.

По своему вещественному составу и химизму породы этого комплекса близки щелочным породам Римской провинции (Заварицкий, 1950; Lacroix, 1926; Washington, 1907; Rittmann, 1933) и, особенно, породам Хайвуд, штата Монтана (Pirsson, 1904, 1905; Larsen a. oth., 1941; Zies, Chayes, 1958). А. Н. Заварицкий среди вариационных кривых щелочных пород выделяет два рода кривых; один из них имеет довольно значительный угол наклона к оси Sb, т. е. характеризуется высокой щелочностью кислых членов серии.

Другой, к которому принадлежат и породы гор Хайвуд, незначительно наклонен к оси и идет параллельно вариационной линии пород Этны, располагаясь несколько правее ее. Вариационные линии эффузивных и интрузивных пород нашего щелочного комплекса рас-

мому, отсутствие эффузивных аналогов меланократовых шонкинитов и пироксенитов связано с тем, что первая порция гибридной магмы, непосредственно в контакте с карбонатными породами имеющая ультраосновной состав, образовывалась в очень малых количествах и существовала весьма недолгое время. Продолжавшие поступать с глубины сквозьмагматические растворы снижали высокую основность прикровлевой гибридной магмы, и, таким образом, следующие (более обильные) ее порции имели промежуточный состав, отвечающий шонкинитам или щелочным базальтоидам типа абсарокита и лейцитового тефрита. Дальнейшее уменьшение основности расплава более глубоких частей магматического очага, сохранявшего (благодаря диффузии щелочей) повышенную щелочность, привело к образованию магмы состава щелочноземельного сиенита или трахиандезита.

Возвращаясь к фиг. 40,

полагаются между линией пород Хайвуд и линией Этны (см. фиг. 40), это указывает на их еще менее щелочной состав, очень близкий составу щелочноземельных пород, что, по мнению автора, подтверждает его точку зрения о связи этого комплекса с гранитной магмой.

\* \* \*

Подводя итог всему сказанному выше, автор приходит к заключению, что пермские щелочные эффузивные и интрузивные породы западно-таласского комплекса, так же как и другие магматические породы этого возраста, формировались в орогенный этап развития Срединного Тянь-Шаня. Их размещение связано с разломами, по которым поднималась гранитная магма; в одних случаях она достигала поверхности и давала излияния или вулканические постройки центрального типа, в других — застывала на различной глубине от поверхности.

Поднимавшаяся магма обладала высокой кислотностью и несколько повышенной щелочностью, что, вероятно, связано с кристаллизационной дифференциацией гранитного очага в течение предшествующего длительного ( $C_2-P_1$ ) периода его эволюции. Магма была богата легкоподвижными компонентами и отличалась высокой химической активностью. В случаях поступления такой магмы в толщу терригенных пород силикатного состава (например, в южной половине Каржантау-Кураминской впадины) изменений в составе магматического расплава не наблюдается. В тех же случаях, когда она поступала в резко отличную по составу толщу доломитовых известняков, реакции взаимодействия между ними приводили к изменению магматического расплава в сторону повышения его основности и щелочности. По-видимому, интенсивность такого взаимодействия зависит от химической активности первичной магмы, от объема реагирующего расплава, от состава вмещающих карбонатных пород в смысле обогащения их доломитовым материалом, а также от мощности карбонатной толщи, через которую проходит магматический расплав к месту своей кристаллизации.

Безусловно, Срединным Тянь-Шанем не ограничиваются примеры образования богатых калием щелочных пород основного состава описанным путем. По-видимому, можно найти достаточное количество щелочных массивов, где имелись аналогичные условия, хотя автор отнюдь не считает, что такой путь является универсальным для всех случаев нахождения калиевых щелочных базальтоидов или габброидов.

Вместе с тем, известны случаи совершенно иного структурного положения богатых калием щелочных комплексов, имеющих тем не менее большое сходство не только в минералого-петрографическом составе пород, но и в происходивших при их образовании процессах реакционного взаимодействия гранитной магмы и вмещающей карбонатной толщи. Одним из таких примеров, специальное сравнительное изучение которого проводил автор, является щелочной комплекс Центрально-Алданского района.



## ГЛАВА V

### ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В СТРУКТУРЕ АЛДАНО-УЧУРСКОГО СВОДОВОГО ПОДНЯТИЯ

В пределах Алданского щита Сибирской платформы мезозойские магматические породы пользуются значительным распространением, они образуют мелкие штоки, дайки, пластовые тела, лакколиты и вулканические постройки, площадь которых в плане обычно не превышает первых десятков квадратных километров, а нередко значительно меньше. В восточной части Алданского щита (Учуро-Майский район) преобладают граниты, гранодиориты и сиенито-диориты, тогда как в Центральном-Алданском районе развиты преимущественно щелочноземельные сиениты, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры и гранит-порфиры, т. е. производные гранитной магмы несколько повышенной щелочности, которые составляют не менее 80% от общего числа мезозойских магматических пород района. На долю собственно щелочных пород так называемого алданского щелочного комплекса, подробно описанного Ю. А. Билибиным (1941, 1947), падает не более 15—20%. В состав этого щелочного комплекса входят псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры, псевдолейцитовые и эпилейцитовые сиенит-порфиры, щелочные сиениты, шонкиниты и другие породы. Такая тесная пространственная, структурная и возрастная связь гранитоидных и щелочных пород Центрально-Алданского района позволяет допустить наличие и генетической связи между ними.

Ю. А. Билибин объяснял генезис пород алданского комплекса диффузионной и кристаллизационной дифференциацией первичной подкоровой трахибазальтовой магмы, что до последнего времени принимается многими геологами, работающими в районе. В результате этих процессов, по мнению Ю. А. Билибина, образовались все разновидности пород от псевдолейцитовых порфиров до щелочных гранитов, являющихся конечными продуктами дифференциации. Однако неясен вопрос, почему более ранние продукты кристаллизации трахибазальтовой магмы, поступавшей из подкоровых глубин по крупным разломам, составляют столь незначительный процент относительно пород гранитоидного состава, являющихся согласно этой точке зрения крайними членами дифференциационного ряда.

Одним из первых исследователей, связывавших генезис щелочных пород Алдана с щелочноземельной магмой, был Ю. К. Дзевановский (1956). Этот автор устанавливает закономерное и постепенное изменение состава мезозойских магматических образований Алданской плиты от гранодиоритов к породам повышенной щелочности, идущее с востока на запад от Верхояно-Забайкальской орогенной области к более глубинным районам плиты. Такое изменение он связывает с процессами дифференциации щелочноземельной магмы и, следовательно, щелочные породы Центрально-Алданского района он относит к дифференциатам этой магмы, хотя и не решает вопроса о причинах таких богатых щелочами расплавов.

В работе Ф. Е. Апельцина, Е. А. Нечаевой и Ю. М. Шейнманна (1961) приводятся данные, указывающие, с их точки зрения, на отсутствие

влияния процессов гибридизма при генезисе щелочных пород, образование которых связывается исключительно с явлениями дифференциации магмы. Вопрос о генезисе щелочных пород Центрального Алдана этими авторами не решен однозначно, Ф. Е. Апельцин относит их к ортоклазо-габброидному или лейцит-габброидному типу, а Е. А. Нечаева допускает, что они могут являться дифференциатами гранитной магмы.

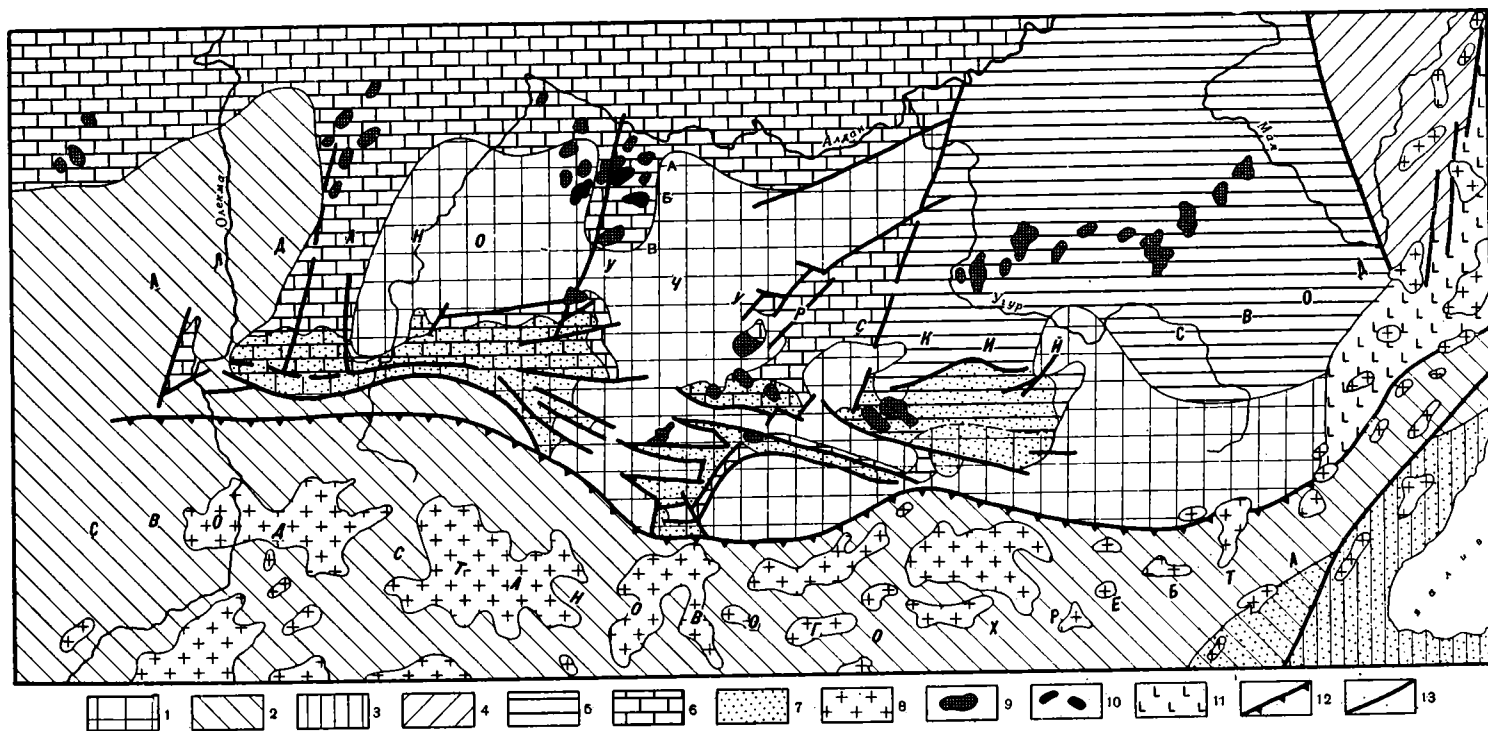
## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Центрально-Алданский район расположен в центральной части Алданского щита. Здесь развиты три крупных структурных комплекса, оторванных друг от друга по времени своего формирования интервалами в сотни миллионов лет. Породы фундамента представлены архейскими гнейсами и гранитогнейсами. С резким несогласием на глубоко метаморфизованных породах архейского фундамента почти горизонтально лежат отложения платформенного чехла, разрез которых в Центрально-Алданском районе начинается с доломитов нижнего кембрия. Восточнее, в районе рек Учур и Мая в низах разреза платформенного чехла залегают конгломераты, песчаники и алевролиты рифейского возраста, на которые с несогласием ложится карбонатная толща кембрия.

Выше кембрийских отложений, на наиболее возвышенных участках водоразделов сохранились от размыва песчаники, алевролиты и аргиллиты среднеюрского возраста.

В нескольких пунктах Центрально-Алданского района в последние годы обнаружено, что среднеюрские отложения перекрыты вулканогенно-осадочной толщей средне-верхнеюрского возраста, представленной лавами и туфами щелочноземельного состава, переслаивающимися с аргиллитами. Вулканические породы образуют иногда крупные вулканические постройки, в которых устанавливаются кальдеры проседания, окруженные кольцевыми дайками (Кравченко, 1959, 1962). Исходя из описанного С. М. Кравченко центрального типа вулканических излияний, ограниченности развития вулканических пород и разнообразия их состава, трудно предположить, что вулканогенная толща распространялась на весь Центрально-Алданский район. По-видимому, более прав был Ю. А. Билибин, который относил магматические породы Алдана к гипабиссальным и субэффузивным фациям, застывшим на глубине от 100 до 1000 м, однако не исключал возможности, что в ряде случаев магма могла достигать поверхности и давать эффузивные породы.

Щелочные породы Центрально-Алданского района приурочены к центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия, образование которого, так же как сводового поднятия Станового хребта и разделяющего их Южно-Алданского межсводового прогиба, происходило с начала мезозоя (фиг. 41). Е. В. Павловский (1948, 1951) процесс образования сводовых поднятий и сопряженных прогибов, выражающийся в линейном короблении жесткого кристаллического основания, называет процессом аркогенеза и считает, что с особой силой он проявляется на окраине древних платформ. На протяжении всего процесса создания сводовых поднятий и прогибов важную роль играли крупные разломы, значение которых повышалось по мере увеличения хрупкости фундамента (Флоренсов, 1960). М. С. Нагибина (1963а, б) считает, что коробление такого жесткого участка земной коры, каким являлся архейский комплекс Алданского щита, протерозойды Станового хребта и область завершенной складчатости Монголо-Охотского пояса, было реакцией на интенсивные тектонические движения, происходившие в мезозое в соседней крупной Тихоокеанской геосинклинальной системе. Этот процесс назван ею



Фиг. 41. Размещение мезозойских интрузивных пород в Алдано-Учурском сводовом поднятии (составлена Т. В. Молчановой)

1 — архейские образования; 2 — протерозойские складчатые структуры; 3 — герциниевые складчатые структуры; 4 — область периплатформного опускания; 5 — рифейские терригенные отложения платформенного чехла; 6 — кембрийские карбонатные породы платформенного чехла; 7 — мезозойские впадины восточно-азиатского типа; 8 — мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и Охотского вулканогенного пояса; 9 — мезозойские интрузивные породы Алдано-Учурского сводового поднятия щелочно-земельного (гранитоидного) состава; 10 — пелитовые породы Алданского комплекса; 11 — эффузивы Охотского вулканогенного пояса; 12 — краевые разломы глубинного заложения и связанные с ними зоны прогиба; 13 — разломы: А — Джекондинский участок (гольцы Шаман, Вулкан, Острый), Б — Якутский участок (гольцы Щелочной, Сиприн, Гривовой), В — Юхтинский участок

«оживлением» (ревивацией) древнего основания под влиянием молодых тектонических движений.

Одновременно с образованием сводовых поднятий происходило подновление заложенной еще в протерозое зоны субширотных глубинных разломов и образование Южно-Алданского прогиба, к которому приурочена система впадин, выполненных юрскими и меловыми осадками, выделяемых М. С. Нагибиной в особую восточно-азиатскую группу. Сводовые поднятия и межсводовые прогибы имеют широтное или близкое к широтному простирание и отделены друг от друга длительно живущими разломами.

Кроме разломов широтного направления в Алдано-Учурском сводовом поднятии развиты субмеридиональные разломы, по которым происходили опускания отдельных участков, возможно, уже в послемезозойское время. Платформенный чехол, широко распространенный на северном склоне Алдано-Учурского сводового поднятия, почти полностью отсутствует в его осевой части, где он сохраняется лишь в участках, опущенных по этим разломам субмеридионального направления. Центральнo-Алданский район представляет собой подобный несколько опущенный участок, на котором сохранились карбонатные породы кембрийского чехла.

Процессы коробления, вызвавшие в краевой части древней Сибирской платформы образование сводовых поднятий и межсводовых прогибов и подновление глубинных разломов, по-видимому, сопровождались зарождением магматических очагов гранитоидного состава, которые в пределах сводового поднятия Станового хребта дали огромное количество мезозойских гранитных интрузий (Коржинский, 1935; Дзевановский, 1959; Красный, 1960; Красный и Полевая, 1960; Молчанова, 1964). В Алдано-Учурском сводовом поднятии интрузии мезозойского возраста пользуются гораздо меньшим развитием. Вероятно, это объясняется тем, что воздымание и все другие процессы «оживления» в поднятии Станового хребта происходили более интенсивно, что вызвало образование и более крупных магматических очагов. В Алдано-Учурском сводовом поднятии поступление с глубины магматического расплава шло лишь в наиболее нарушенных участках, какими являлись участки, прилегающие к крупным поперечным субмеридиональным разломам.

Среди мезозойских гранитоидов сводового поднятия Станового хребта устанавливается последовательная смена состава пород от гранодиоритов через нормальные граниты к гранитам повышенной кислотности и щелочности аляскитового типа, что, по-видимому, связано с процессами дифференциации, происходившими в гранитном магматическом очаге. Помимо такого изменения состава гранитоидов в сводовом поднятии Станового хребта наблюдается закономерное омоложение возраста гранитоидов в направлении с запада на восток. Так, в западной части этого поднятия развиты массивы гранитоидов, имеющие возраст от верхнего триаса до верхней юры; в центральной части они внедрялись от нижней юры до нижнего мела, а в восточной части — от верхней юры до верхнего мела (Альбов и Мошкин, 1959; Архангельская и Кац, 1959; Коген, 1961; Красный, 1960; Минкин, 1960; Молчанова, 1964).

В Алдано-Учурском сводовом поднятии также наблюдается смещение в возрасте мезозойских магматических пород с запада на восток: в Центральнo-Алданском районе они формировались в период от средней юры до нижнего мела (Смолин, 1959), а на востоке, в Учуро-Майском районе — в верхней юре, нижнем и верхнем мелу (Ельянов и Моралев, 1961).

В Центральнo-Алданском районе, расположенном в Центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия, где сохранились от эрозии доломиты кембрийского платформенного чехла, мезозойские гранитоиды имеют повышенную щелочность и среди них появляются породы, выделенные Ю. А. Билибиным в особый щелочной комплекс. В восточной же части

сводового поднятия, где отложения платформенного чехла представлены рифейскими терригенными отложениями, мезозойские магматические породы имеют гранитоидный состав нормальной щелочности, но среди них отсутствуют породы, аналогичные алданскому щелочному комплексу.

Подобная закономерность в появлении щелочных пород в тех случаях, когда вмещающие толщи имеют доломитовый состав, наводит на мысль, что они, так же как и щелочные породы Срединного Тянь-Шаня, образовались в результате взаимодействия гранитной магмы с доломит-содержащими карбонатными породами.

Полевые исследования, проведенные автором на Якутском, Джекондинском и Юхтинском участках Центрально-Алданского района, позволили в общих чертах наметить последовательность формирования магматических пород района, отличную от схемы, предложенной Ю. А. Билибиным. Петрографические данные и наблюдения, полученные при осмотре единичных коренных обнажений, привели автора к выводам о совершенно ином происхождении этих щелочных пород, сравнительно с гипотезой Ю. А. Билибина (Молчанова, 1965).

### ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Как уже говорилось, среди мезозойских магматических пород Центрально-Алданского района щелочные сиениты и псевдолейцитовые породы составляют лишь незначительный процент, большая же их часть представлена щелочноземельными сиенитами, граносиенитами и эгириновыми гранитами, т. е. породами, которые также следует отнести к гранитоидному ряду.

Для мезозойских магматических пород Ю. А. Билибиным устанавливается следующая последовательность образования: 1) пластовые интрузии кварцевых и бескварцевых порфиров; 2) лакколиты, штоки и дайки разнообразных щелочных пород (псевдолейцитовых порфиров, нефелиновых, щелочных сиенитов и т. д.); 3) лакколиты, штоки и дайки щелочноземельных пород; 4) штоки и дайки эгириновых гранитов, граносиенитов и т. д. Ю. А. Билибин, объясняя образование щелочных пород дифференциацией трахибазальной магмы, считал, что появление кварцевых порфиров в первой фазе внедрения связано с тем, что при своем поднятии с глубины трахибазальная магма, проникая через мощную сиалическую оболочку, расплавляла ее и, загрязняясь веществом сиала, приобрела кислый состав, отвечающий кварцевым порфирам.

Полученные автором данные позволяют предположить, что магматические породы формировались в две фазы. Первые порции магмы имели состав щелочноземельных сиенитов и давали породы первой фазы, к которой относятся сиениты, кварцевые сиениты, сиенит-порфиры и ортофиры.

Шонкиниты и монзониты представляют собой эндоконтактовые фации щелочноземельных интрузий первой фазы, а псевдолейцитовые (эпидейцитовые) порфиры и псевдолейцитовые сиенит-порфиры, по-видимому, являются эндоконтактовыми фациями субэффузивных разностей той же фазы. Щелочные сиениты, отнесенные Ю. А. Билибиным вместе с другими щелочными породами к самостоятельной фазе, имеют метасоматический генезис и образовались в результате воздействия на щелочные породы первой фазы послемагматических растворов.

К породам второй фазы принадлежат гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и эгириновые граниты, однако выделение их в значительной степени условно, поскольку пересечение ими пород первой фазы наблюдать не удалось, возможно, из-за отсутствия обнажений.

## Породы первой фазы

Магматические тела, сложенные породами первой фазы, в зависимости от условий их залегания, представлены гипабиссальными полнокристаллическими щелочноземельными сиенитами, субвулканическими сиенит-порфирами и эффузивными разновидностями состава ортофиров. Породы щелочного комплекса, как будет показано ниже, развиты в виде небольших участков как среди гипабиссальных щелочноземельных сиенитов, так и среди их субвулканических аналогов — сиенит-порфиров.

### Гипабиссальные породы

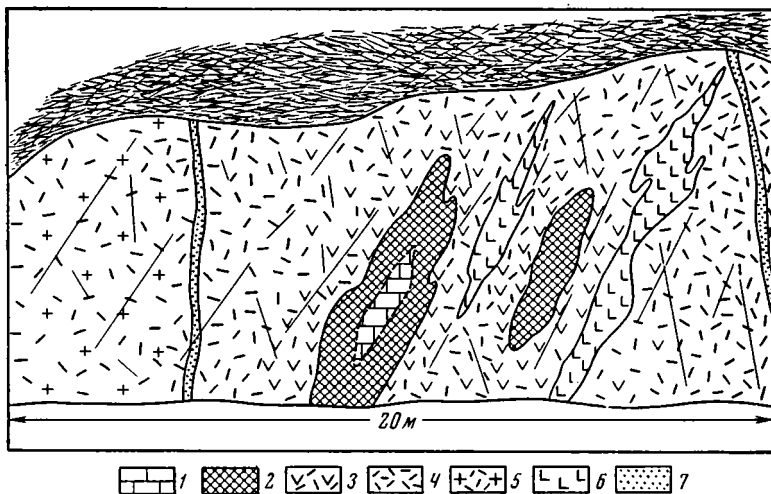
В Джекондинском участке щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры слагают северный и западный склоны гольца Вулкан, голец Шаман и Шаманенок; в Якокутском участке — гольцы Спирин, Орочен, Геологический и Гробовой. К западу и северо-западу от Якокутского участка расположена серия лакколитов, также сложенная различными разновидностями щелочноземельных сиенитов: гольцы Зверевский, Примус, Вуз, Паленый, Шапка Мономаха и многие другие. Ими же сложен ряд гольцов Юхтинского участка.

Щелочноземельные породы Джекондинского, Юхтинского и частью Якокутского участков залегают в карбонатных породах кембрийского платформенного чехла, но многие выходы их находятся на границе распространения карбонатных пород чехла или среди архейских гнейсов. Лакколит гольца Паленого расположен среди пород архея, однако шурфом, пройденным на южном склоне, были вскрыты серые и белые тонкозернистые слабо мраморизованные доломиты и пироксеновые скарны. По-видимому, шурф достиг подошвы лакколита, внедрившегося в нижние горизонты кембрийских карбонатных пород, которые оказались захороненными под ними и таким образом сохранились от эрозии. Факт нахождения на гольце Паленом карбонатных пород кембрийского чехла позволяет предположить, что граница их распространения в мезозое проходила несколько западнее, чем теперь.

В пределах одного лакколита наблюдается изменение состава и структур слагающих их пород. В центральных частях магматических тел породы более лейкократовые и более хорошо раскристаллизованы. Они представлены среднезернистыми щелочноземельными сиенитами, иногда порфировидной структуры, розовой или розовато-серой окраски. К периферическим частям магматических тел породы становятся более мелкозернистыми. В краевых зонах лакколитов наблюдается большое количество различных по величине и форме ксенолитов перекристаллизованных и переработанных карбонатных пород. Размеры таких ксенолитов варьируют от долей сантиметра до нескольких метров. В нескольких случаях были встречены ксенолиты карбонатных пород, представляющие собой маломощные пластины, сохранившие в теле лакколита почти горизонтальное залегание (южный склон гольца Шаман).

Карбонатный материал сохраняется обычно в центральных частях ксенолитов, где они представлены среднезернистыми мраморами. Все мелкие ксенолиты, так же как и периферические части крупных ксенолитов, превращены в магнезиальные скарны (фиг. 42). Скарны сложены гранобластовыми зернами очень бледно окрашенного диопсида ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 38^\circ$ ), который составляет до 80—90% объема породы, единичными зернами ярко-зеленой шпинели (1—2%) и магнетита. По пироксену развивается флогопит в виде чешуй от 3—5 мм до нескольких сантиметров в поперечнике, скаполит и кальцит (фиг. 43).

Вблизи ксенолитов карбонатных пород, превращенных в магнезиальные скарны, в сиенитах появляется большое количество цветных



Фиг. 42. Ксенолит нижнекембрийских доломитов в массиве кварцевых сиенитов

1 — доломиты  $\text{Сип}$ ; 2 — скарны; 3 — шонкиниты и монзониты; 4 — щелочно-земельные сиениты; 5 — кварцевые сиениты; 6 — крупнозернистые щелочные сиениты перматонидного облика; 7 — кварцевые жилы

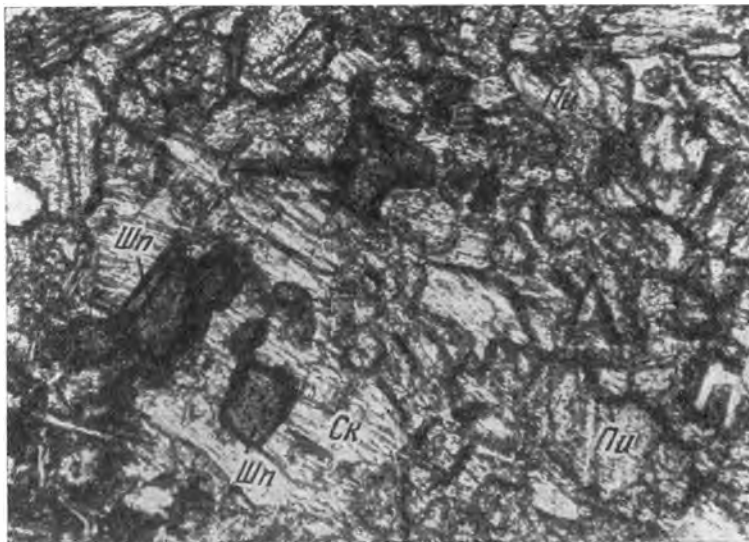
минералов и породы постепенно приобретают более меланократовый состав, непосредственно в контакте с ксенолитом они представлены шонкинитами, в которых лейкократовые минералы уже составляют менее 50%.

Щелочноземельные сиениты состоят из хорошо ограниченных зональных кристаллов плагиоклаза (30—40%), имеющих в ядре состав андезина ( $\text{An}_{30-35}$ ), а в периферических частях — олигоклаза ( $\text{An}_{20}$ ), более редких ксеноморфных неправильных зерен пертитизированного калинатрового полевого шпата (40—45%), удлиненных призм пироксена (10—15%), биотита и гастингсита (5—10%). Размеры кристаллов плагиоклаза и зерен калинатрового полевого шпата обычно колеблются от 0,5 до 4—5 мм в поперечнике; нередко последний образует кайму вокруг плагиоклаза, а также слагает крупные порфировидные выделения, достигающие 12—15 мм в поперечнике (фиг. 44). Призматические кристаллы пироксена, обычно имеющие в длину 2—3 мм, представлены бледно-зеленым авгитом ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 42-45^\circ$ ). Нередко авгит обрастает каймой эгирин-авгита ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 52^\circ$ ), который в ряде случаев слагает почти все зерно пироксена. Пироксен обычно свежий или замещен биотитом, а иногда его обрастают и, по-видимому, замещают более крупные неправильной формы пойкилобластовые выделения гастингсита, плеохроирующего от темно-сине-зеленого до бледно-буровато-зеленого тонов ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 22-25^\circ$ ).

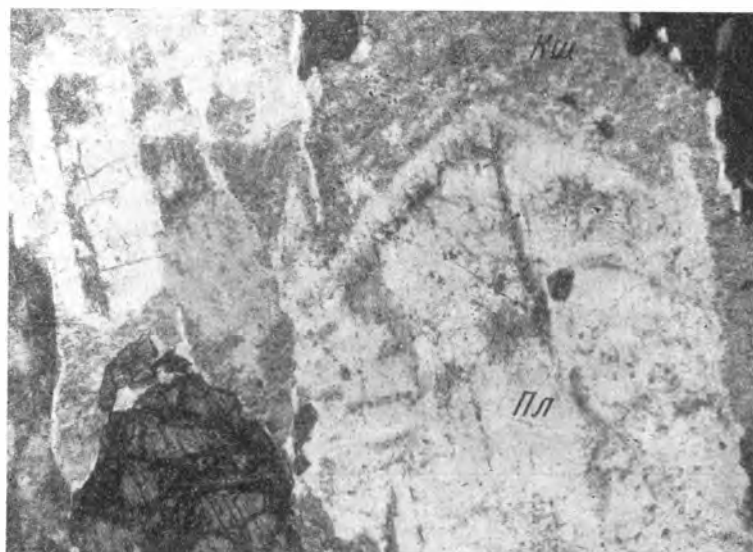
Сиениты содержат значительное количество титанита и апатита, часто образующих крупные идиоморфные зерна, и выделения рудного минерала, количество которого достигает 2—3%.

Часто между довольно крупными кристаллами перечисленных минералов располагается очень небольшое количество мелко- или тонкозернистой основной массы гранитовой или аллотриоморфно-зернистой структуры, состоящей из зерен плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и рудного минерала, кроме того, иногда появляются мелкие зерна кварца, количество которого не превышает 5—10%.

Обычно плагиоклаз составляет около 40% объема породы при примерно равном количестве калинатрового полевого шпата, реже встречаются разновидности, в которых плагиоклаз преобладает, но имеются



Фиг. 43. Магнезиальный скарн со шпинелью. Пи — пироксен, Шп — шпинель, Ск — скаполит. Ув. 90, ник. =



Фиг. 44. Щелочноземельный сиенит. Плагиоклаз (Пл) обрастает каймой калинатового полевого шпата (Кш). Ув. 46, ник. =

также щелочноземельные сиениты, где калинатовый полевой шпат составляет 50% и, таким образом, породы приближаются к щелочным сиенитам.

Шонкиниты и монзониты не образуют самостоятельных магматических тел, а слагают среди сиенитов меланократовые участки вокруг ксенолитов карбонатных пород, превращенных в скарны. Эти участки состоят из крупных (до 5 см в поперечнике) кристаллов полевого шпата, переполненных мелкими зернами пироксена; один такой монокристалл





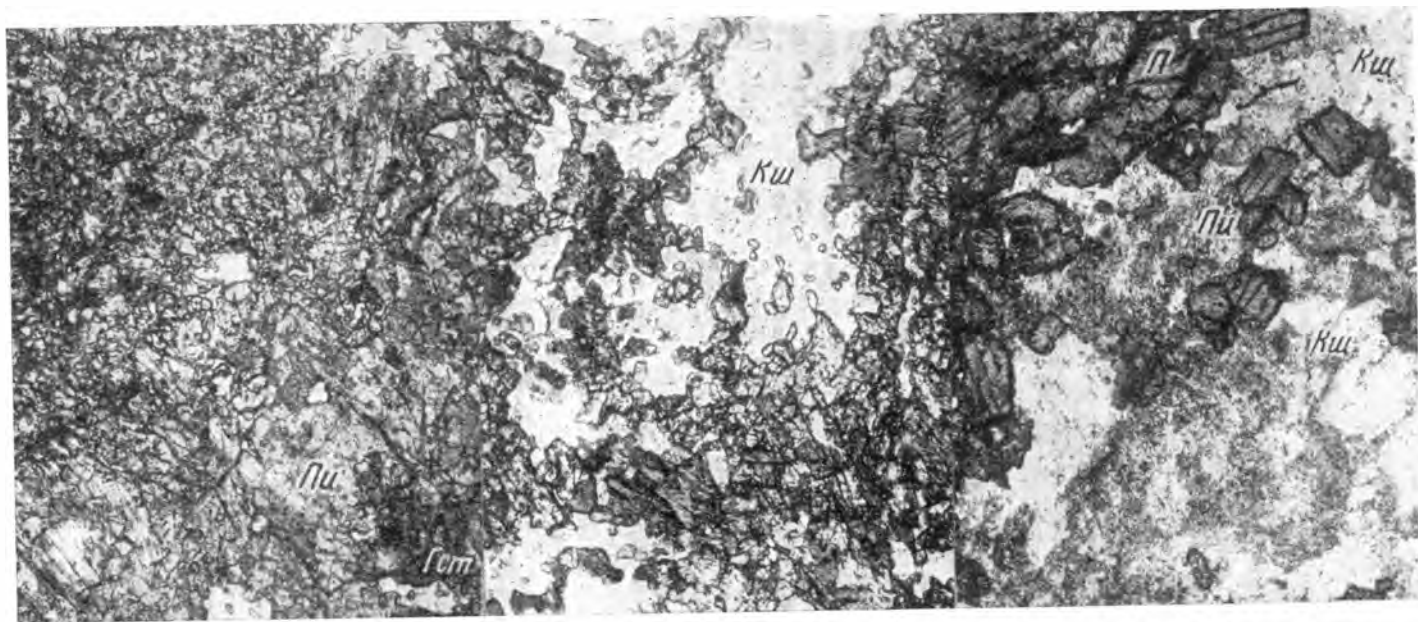
Фиг. 45. Зональный пироксен в шонкинците.  
Ув. 46, ник. =

калинатрового полевого шпата нередко занимает весь шлиф. Кроме мелких зерен пироксена в калинатровом полевым шпате оказываются включенными мелкие идиоморфные зерна плагиоклаза, пироксена, апатита, титанита, а в ряде случаев и нефелина. Пироксен, кроме зерен, включенных в полевой шпат, образует более крупные идиоморфные кристаллы, по составу отвечающие диопсид-авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 40-42^\circ$ ), которые обрастают каймой эгирин-авгита ярко-зеленой окраски (фиг. 45). Нередко имеются также скопления мелких гранобластовых зерен диопсида, сходных с диопсидом магнезиальных скарнов, возможно, представляющие собой реликты последних. К выделениям пироксена приурочены зерна титанита, граната (темно-бурого меланита), а также анальцима и цеолитов, образовавшихся, вероятно, по нефелину, и крупных неправильных зерен рудного минерала. Плагиоклаз, так же как и пироксен, образует более крупные кристаллы, состав которых более основной, чем в сиенитах ( $\text{An}_{45-48}$ ).

Количественные соотношения всех перечисленных минералов весьма непостоянны и меняются иногда даже в пределах одного шлифа. Отдельные участки, богатые плагиоклазом, по составу отвечают монцонитам, другие, сложенные калинатровым полевым шпатом и пироксеном с небольшим количеством плагиоклаза и иногда нефелина, соответствуют шонкинитам (табл. 7).

Таблица 7  
Минералогический состав гипабисальных пород (в %)

| Порода                   | Пи    | Пл    | Би    | Не  | Кш    | Кв   |
|--------------------------|-------|-------|-------|-----|-------|------|
| Кварцевый сиенит         | 10—15 | 35—40 | 10—15 | —   | 30—35 | 5—10 |
| Щелочно-земельный сиенит | 15—20 | 35—40 | 5—10  | —   | 35—40 | —    |
| Монцонит                 | 30—40 | 20—25 | —     | —   | 35—45 | —    |
| Шонкинит                 | 45—50 | 5—10  | —     | 0—5 | 40—45 | —    |



Фиг. 46. Переход от ксенолита, сложенного мелкими гранобластовыми зернами пироксена, к шонкиниту, состоящему из крупных зерен каликатрового полевого шпата (Кш) и идиоморфных зерен пироксена (Пи). Местами пироксен обрастает гадингситом (Гст). Ув. 46, ник.=

По мере удаления от ксенолита содержание пироксена в породе быстро уменьшается (фиг. 46), одновременно происходит раскисление плагиоклаза, и постепенно порода приобретает состав сиенита, в котором нередко калинатровый полевой шпат составляет до 60—70%.

Таким образом, щелочные породы основного состава типа шонкинитов и монцититов не представляют собой самостоятельных фаз внедрения щелочей основной магмы и являются эндоконтактовыми образованиями, продуктами магматического замещения щелочноземельной магмой вмещающих доломитов, превращенных метасоматическими процессами в магнезиальные скарны. Безусловно, такие же процессы взаимодействия между магмой и доломитами имели место не только вблизи ксенолитов, но и в контакте с вмещающей толщей.

### Субвулканические породы

Типичные щелочные породы алданского комплекса широко развиты в Якутском участке. Здесь выходят разнообразные порфиры, в том или ином количестве содержащие псевдолейцит. По степени раскristаллизации их следует относить к субвулканическим образованиям. Эти щелочные субвулканические породы развиты по левым притокам верхнего течения рч. Якут — в верховьях ключа Перевального и Узкого, а в самой вершине ключа Узкого и на водоразделе его с ключом Геологическим скважинами и шурфами вскрыты светлые мраморизованные доломиты. К сожалению, контакт доломитов с магматическими породами не вскрыт, но по обильным свалам можно проследить постепенное изменение состава щелочных пород от контакта с вмещающей карбонатной толщей к центральной части лакколита, слагающего гольц Щелочной.

В непосредственной близости к контакту выходят псевдолейцитовые (или эпилейцитовые) порфиры и их брекчиевидные разности. Эти породы имеют наиболее темную окраску, меланократовый состав и слабую степень раскristаллизации. Дальше от контакта развиты псевдолейцитовые сиенит-порфиры, несколько лучше раскristаллизованные и более светлой окраски. Большая часть гольца Щелочного сложена мелкозернистыми и мелкопорфировидными сиенитами, но в отдельных местах они сменяются крупнозернистыми или пегматоидными щелочными сиенитами, состоящими из крупных кристаллов серого полевого шпата. Такая последовательная смена пород от периферии к центральным частям лакколита указывает на несомненное влияние близости контакта (табл. 8).

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры представляют собой афанитовые, тонкозернистые и реже мелкозернистые породы иногда почти черной, темно-серой или серой окраски. На темном фоне основной массы резко выделяются трапецеэдрической или неправильной формы вкрапленники псевдолейцита, размер в количество

Таблица 8

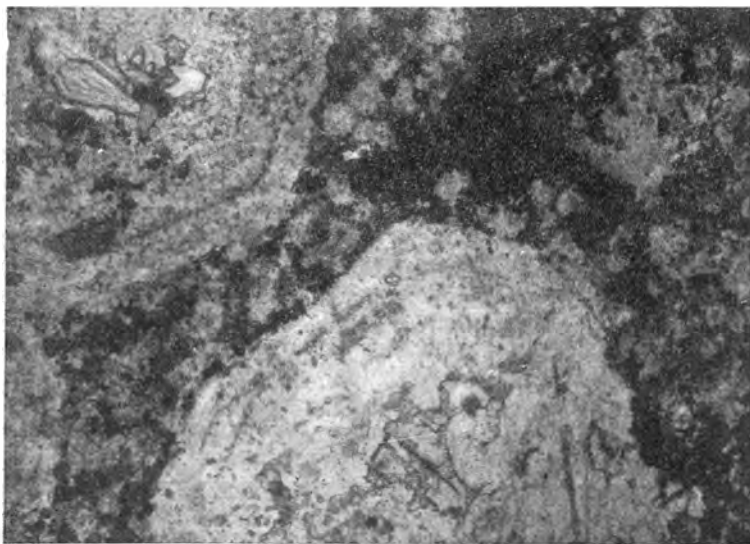
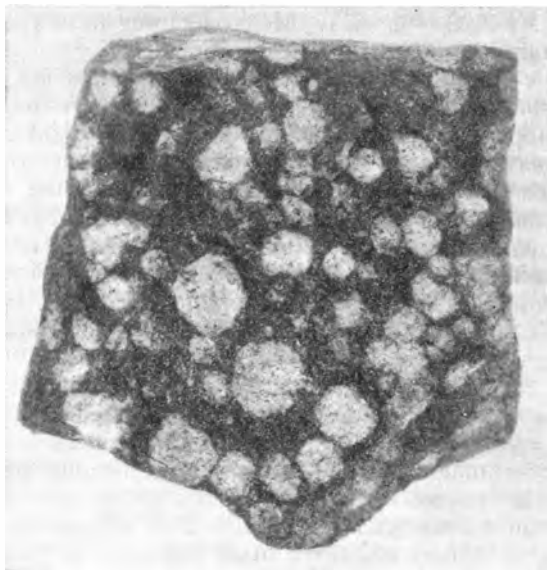
Минералогический состав субвулканических пород (в %)

| Порода                         | Вкрапленники |      |       |      |      | Основная масса |       |       |       |       |
|--------------------------------|--------------|------|-------|------|------|----------------|-------|-------|-------|-------|
|                                | всего        | Пи   | Плц   | Кш   | Пл   | всего          | Пи    | Плц   | Кш    | Пл    |
| Псевдолейцитовый порфир        | 30—40        | 5—10 | 25—30 | —    | —    | 60—65          | 40—50 | 15—20 | —     | —     |
| Псевдолейцитовый сиенит-порфир | 30—35        | 5—10 | 10—15 | 5—10 | 0—5  | 65—70          | 25—30 | —     | 30—35 | 5—10  |
| Мелкозернистый сиенит          | 15—25        | 3—5  | (2)   | 5—10 | 5—10 | 75—85          | 10—15 | 0—5   | 40—45 | 20—25 |

которых весьма непостоянны (фиг. 47). Часто они имеют 2—3 мм в поперечнике и составляют до 50% объема породы, иногда же достигают 15—20 мм, но встречаются лишь спорадически. Кроме вкрапленников псевдолейцита имеются вкрапленники пироксена, а в наиболее светлых разновидностях появляются мелкие вкрапленники ортоклаза и плагиоклаза.

Наиболее меланократовые псевдолейцитовые порфиры имеют почти черную окраску, на 40—50% состоят из мелких зерен темно-зеленого пироксена, обычно располагающихся кучно, и мельчайших округлых выделений псевдолейцита (0,02—0,05 мм в поперечнике), придающих породе микроцелляровую структуру (фиг. 48). В этих породах содержится много мелких зерен магнетита, титанита и апатита. Более светлые псев-

Фиг. 47. Псевдолейцитовый порфир с вкрапленниками псевдолейцита. 2/3 нат. вел.



Фиг. 48. Идиоморфные вкрапленники псевдолейцита в псевдолейцитовом порфире. Ув. 46, ник. =

долейцитовые порфиры содержат вкрапленники пироксена и более крупные (от 2 до 10 мм) вкрапленники псевдолейцита.

Основная масса, распределяющаяся между вкрапленниками, состоит из мелких зерен пироксена, обычно почти полностью замещенных биотитом. Количество вкрапленников псевдолейцита сильно варьирует, иногда они составляют более 50% объема породы и почти вплотную соприкасаются друг с другом, разделяясь лишь узкими участками, сложенными мелкозернистым пироксеном. В других случаях они значительно отдалены друг от друга и между ними располагается пироксеновая мелкозернистая основная масса, на фоне которой выделяются более крупные вкрапленники пироксена, часто имеющие зональное строение. Ядро вкрапленников принадлежит бледно-зеленоватому авгиту ( $\text{Ng} \wedge \text{C} = 45-50^\circ$ ), а периферическая кайма — более ярко окрашенному эгирин-авгиту ( $\text{Nr} \wedge \text{C} = 4-7^\circ$ ). Мелкозернистый пироксен основной массы обычно также представлен эгирин-авгитом.

Вкрапленники псевдолейцита имеют многогранную, округлую или удлиненную форму и сложены срастаниями ортоклаза и нефелина, размеры которых колеблются от 0,01—0,03 до 0,2—0,3 мм. Нефелин в них развит в подчиненном количестве относительно ортоклаза и располагается обычно в краевой части вкрапленника, образуя с ортоклазом тонкие сложные срастания, сходные со сферолитовыми; обычно нефелин замещен тонкими чешуйками мусковита, и, по сути говоря, эти вкрапленники являются не псевдолейцитами, а эпидейцитами. Многочисленные мелкие зерна аксессуарных минералов, к которым относятся апатит, титанит и магнетит, обычно размещаются среди скоплений мелкозернистого пироксена.

В наиболее лейкократовых разновидностях псевдолейцитовых порфиров, кроме вкрапленников псевдолейцита и пироксена, встречаются единичные мелкие вкрапленники ортоклаза, периферические части которых обогащаются мелкими зернами эгирин-авгита. Основная масса этих пород также содержит ортоклаз и лейсты плагиоклаза ( $\text{An}_{25-30}$ ), которые составляют около 15—20% объема породы. Ортоклаз образует более или менее изометричные зерна с неровными извилистыми границами, переполненные мельчайшими зернышками эгирин-авгита, вследствие чего основная масса имеет микропойкилитовую структуру, сходную с пойкилитовой структурой шонкинитов. При увеличении содержания ортоклаза порода приобретает трахитовую структуру, в которой лейсты ортоклаза sdвойникованы в простые двойники.

Брекчиевидные породы содержат угловатые обломки размером от 0,5 до 10 см и более в поперечнике, принадлежащие всем вышеперечисленным разновидностям псевдолейцитовых порфиров. Кроме обломков порфиров, в брекчиевых породах имеются почти черные ксенолитоподобные участки, целиком состоящие из мелких гранобластовых зерен пироксена, по которым развиваются более крупные неправильной формы порфиробласты пироксена микропойкилитового строения. По всей вероятности, эти участки представляют собой ксенолиты пироксеновых скарнов, совершенно аналогичные ксенолитам, встреченным в щелочноземельных сиенитах.

Цемент, располагающийся между обломками в брекчиевых породах, также имеет переменный состав, но обычно отвечает составу более лейкократовых разновидностей с трахитовой или микропойкилитовой структурой. Таким образом, брекчиевые породы характеризуются: 1) отсутствием лавового материала и обломков чуждых пород; 2) менее основным составом цемента, чем состав обломков, и 3) содержанием многочисленных мелких ксенолитов, столь характерных для эндоконтактов. По-видимому, эти брекчии не являются вулканическими брекчиями, а представляют собой приконтактные участки лакколита, аналогичные «эруптив-

ным брекчиям» эндоконтактов гранитных массивов, в которых раздробленные доломиты в различной степени подвержены метасоматической переработке и замещению магматическим расплавом.

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые сиенит-порфиры слагают более удаленные от контакта с вмещающими доломитами части Якокутского лакколита и связаны с описанными выше псевдолейцитовыми порфирами постепенными переходами. Они имеют более светлую окраску основной массы и переменное количество вкрапленников псевдолейцита, размеры которых сильно варьируют. Степень раскристаллизации этих пород весьма различна, имеются разности как с тонкозернистой, так и с хорошо раскристаллизованной мелкозернистой основной массой розовато-серой окраски. В отличие от псевдолейцитовых порфиров они наряду с вкрапленниками псевдо- или эпилейцита и пироксена постоянно содержат вкрапленники калинатрового полевого шпата, имеющего в свежих породах темно-серую окраску, удлиненную форму и размеры от 1,5 до 15 мм; иногда имеются и вкрапленники плагиоклаза ( $An_{25-30}$ ). Количество вкрапленников псевдолейцита или эпилейцита иногда составляет до 30—40% объема породы, а тогда они относительно небольшой величины (2—3 мм), когда же количество их невелико, они достигают 2 см в поперечнике и часто обладают очень правильной трапецеэдрической формой. Вкрапленники пироксена представляют кристаллами эгирин-авгита призматической формы, но обычно замещены биотитом и рудным минералом. Четко устанавливается последовательность образования вкрапленников: первыми кристаллизовались вкрапленники лейцита, разлагавшиеся на ортоклаз и нефелин до начала образования вкрапленников ортоклаза; последние при своем росте иногда включали в себя краевую часть соседнего вкрапленника псевдолейцита, контур которого сохраняется в ортоклазе в виде мелких включений мусковита, замстившего нефелин. Вкрапленники эгирин-авгита, по-видимому, кристаллизовались одновременно с псевдолейцитом.

Основная масса менее раскристаллизованных разновидностей псевдолейцитовых сиенит-порфиров тонкозернистая, состоит из мелких зерен биотитизированного пироксена, лейст ортоклаза и олигоклаз-андезина. Между ними распределяются многочисленные мельчайшие зерна магнетита, призмочки апатита и зернистые агрегаты титанита. В мелкозернистых разновидностях основная масса имеет трахитовую или ортофировую структуру; в первом случае лейсты ортоклаза располагаются ориентированно, а во втором — они имеют более изометричную форму и нередко обрастают каемкой более позднего альбита.

Мелкозернистые сиениты, переходящие в порфировидные, слагают вершину гольца Щелочного и некоторые другие вершины Якокутского участка. Они связаны постепенными переходами с породами предыдущей группы. Этот переход выражается в постепенном увеличении размеров выделений калинатрового полевого шпата и повышении роли плагиоклаза (олигоклаз-андезина), количество которого достигает 20—25% объема породы. В ряде случаев в мелкозернистых сиенитах еще сохраняются выделения эпилейцита, однако они теряют четкость своих границ, и слагающий их ортоклаз как бы сливается с калинатовым полевым шпатом основной массы, наличие же эпилейцита устанавливается по появлению в некоторых участках мелкого мусковита (по нефелину) и отсутствию в них мелких зерен биотитизированного пироксена и рудного минерала, обычных для основной массы.

Порфировидная структура появляется за счет укрупнения калинатрового полевого шпата, который приобретает пойкилитовый характер в связи с включением более мелких идиоморфных кристаллов плагиоклаза, а иногда и реликтов выделений эпилейцита. Структура основной массы приближается к гипидиоморфно-зернистой, а в отдельных участ-

ках обособляются сферолиты калинатового полевого шпата. Цветные минералы представлены авгитом ( $Ng \wedge C = 42-45^\circ$ ) или эгирин-авгитом ( $Nr \wedge C = 8-10^\circ$ ), но чаще от него остаются лишь идиоморфной формы участки, выполненные хлоритизированным биотитом, рудным минералом и лейкоксом.

Щелочные сиениты слагают среди псевдолейцитовых сиенит-порфиров и мелкозернистых сиенитов гольца Щелочного неправильной формы участки и жиллообразные выделения, мощность которых варьирует от миллиметров до нескольких метров. Это разномасштабные породы, в которых калинатовый полевой шпат резко преобладает над всеми другими компонентами. Встречаются мелкозернистые порфировидные разновидности с аллотриоморфной полевошпатовой основной массой, на фоне которой развиваются неправильной формы порфировые массы более позднего калинатового полевого шпата. Они имеют неровные, изрезанные контуры, включают в себя мелкие зерна основной массы, в том числе сильно пелитизированные зерна более раннего ортоклаза, серицитизированного плагиоклаза, эгирин-авгита и биотита.

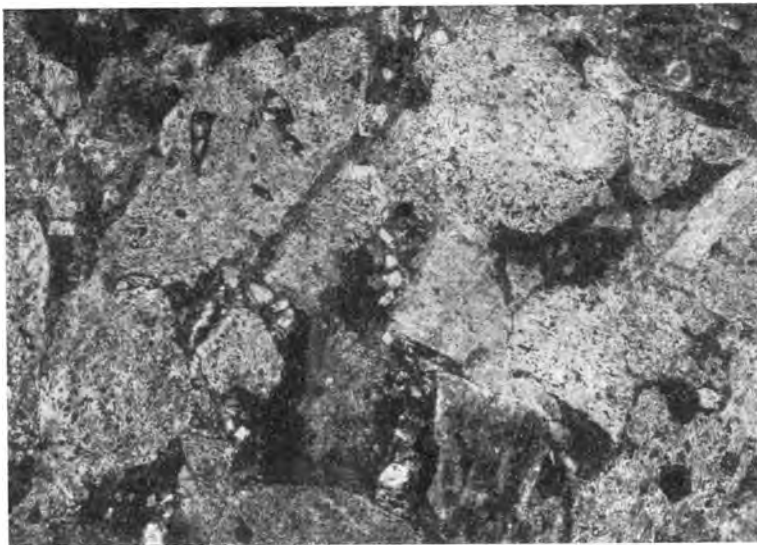
По мере разрастания порфировидного калинатового полевого шпата порода приобретает крупнозернистое и даже гигантозернистое сложение с величиной индивидов полевого шпата до 5—6 см; содержание его достигает 90% объема породы. Реликты мелкозернистой основной массы включены в периферические части крупных зерен калинатового полевого шпата или находятся в интерстициях. Иногда щелочные сиениты приобретают трахитоидную текстуру за счет ориентированного расположения удлиненных кристаллов калинатового полевого шпата; мелкие кристаллы плагиоклаза ( $An_{28-30}$ ), эгирин-авгита и биотита основной массы зажаты между этими крупными индивидами. Одновременно с ростом порфировидного полевого шпата происходит образование гаггинита, коричневого граната (меланита) и магнетита, которые замещают эгирин-авгит и биотит. Более поздняя альбитизация и цеолитизация накладывается на щелочные сиениты в той же мере, как и на все другие породы.

Щелочные сиениты являются типичными метасоматическими породами, образовавшимися, по-видимому, в раннюю послемагматическую стадию в результате воздействия на псевдолейцитовые сиенит-порфиры и мелкозернистые сиениты калиево-кремнекислых растворов.

### Вулканические породы

Ортофиды и ортофидовые брекчии представляют собственно эффузивную фацию мезозойских магматических пород района. Они имеют ограниченное распространение, были обнаружены в районе гольцов Острого и Вулкана (Джеккондинский участок), где образуют крупную вулканическую постройку, с кальдерой проседания, окруженную дайкой сиенитов (Кравченко, 1959).

Эффузивы представлены стекловатыми или тонкозернистыми ортофидами от почти черной до светло-серой окраски, на фоне которой в некоторых разновидностях отчетливо видны белые таблитчатые включения полевых шпатов или черные включения пироксена. Включения полевых шпатов представлены плагиоклазом ( $An_{30-40}$ ) и чистым не пертитизированным ортоклазом. Пироксен включений имеет состав диопсид-авгита ( $Ng \wedge C = 40-42^\circ$ ). Основная масса тонкозернистых ортофидов трахитовой или ортофидовой структуры сложена микролитами ортоклаза, мелкими зернами пироксена, последние нередко замещены биотитом и магнетитом. В некоторых образцах окисленный рудный минерал составляет до 10% и более. Выделений псевдо- или энфитов в этих породах не обнаружено, за исключением одного



Фиг. 49. Лавовая брекчия ортофира. Ув. 20, ник. ==

образца лавовой брекхии ортофира, где был встречен обломок эпилейцитового порфира 2 мм в поперечнике, совершенно аналогичного эпилейцитовым порфирам Якокутского участка.

Стекловатые разности ортофиров также содержат мелкие (0,3—0,5 мм в длину) вкрапленники плагиоклаза ( $An_{35-40}$ ), ортоклаза и диопсид-авгита, а основная масса криптокристаллическая с ясными следами течения, видимыми по сгущению и разряжению пылевидных частиц рудного минерала; хорошо видно, как она обтекает вкрапленники. Показатель преломления лавового материала несколько менее показателя канадского бальзама.

Лавовые брекхии содержат обломки кристаллов плагиоклаза, ортоклаза, пироксена и разнообразных ортофиров, а в единичных случаях эпилейцитовых порфиров. Как правило, породы обломков более раскристаллизованы, чем цементирующий их криптокристаллический лавовый материал (фиг. 49).

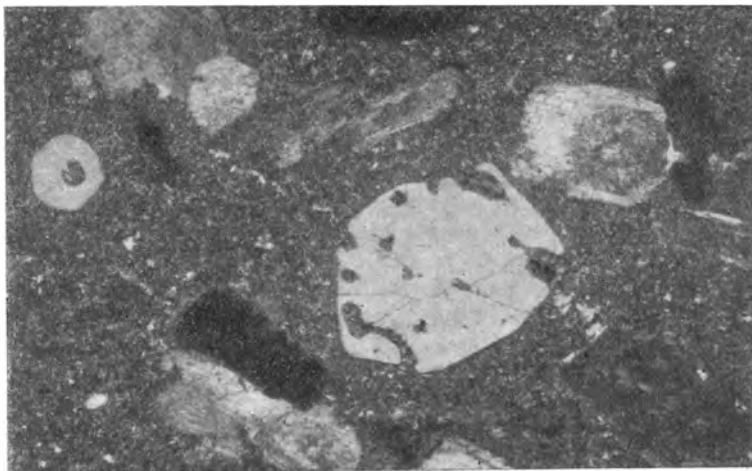
### Породы второй фазы

К породам второй фазы относятся пластовые интрузии и лакколиты гранит-порфиров (кварцевых порфиров, по Ю. А. Билибину) и граносиенит-порфиров, а также мелкие штоки эгириновых гранитов, хотя, как уже говорилось выше, это разделение достаточно условно.

Особенно широким развитием пользуются гранит-порфиры к западу от Якокутского участка, где они слагают левый склон ключа Геологического, гольц Дорожный и ряд более мелких гольцов вблизи Амуро-Якутской магистрали. В Юхтинском участке развиты граносиенит-порфиры, от которых наблюдаются переходы к гранит-порфирам.

Гранит-порфиры — светлые желтоватые или розоватые породы, состоящие из мелкозернистой основной массы и вкрапленников белого плагиоклаза, розового калинатового полевого шпата, серого кварца и пироксена. Вкрапленники плагиоклаза распространены наиболее широко, они имеют размеры от 0,5 до 1,0 см и представлены идноморфными зональными кристаллами олигоклаз-андезина ( $An_{25-30}$ ), часто сильно серицитизированного. Более крупные единичные вкрапленники



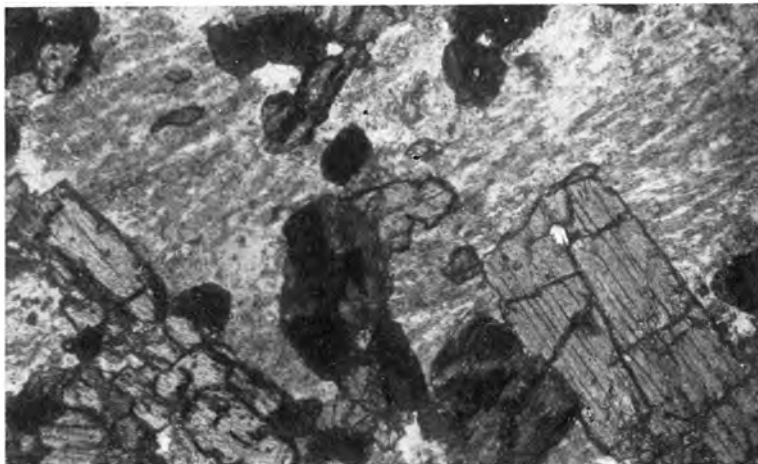


Фиг. 50. Гранит-порфир с вкрапленниками кварца, калинатового полевого шпата и плагиоклаза и тонкозернистой основной массой. Ув. 20, ник. +



Фиг. 51. Граносиенит-порфит с вкрапленниками зонального плагиоклаза, обрастающими калинатовым полевым шпатом. Мелкозернистая основная масса содержит кварц. Ув. 20, ник. +

калинатового полевого шпата, достигающие 3 см в длину, обычно сильно пелитизированы, особенно по периферии кристалла. Нередко вкрапленники плагиоклаза обрастают каймой калинатового полевого шпата, и за счет этого их размеры значительно увеличиваются. Неправильные, сильно оплавленные и проплавленные вкрапленники кварца имеют весьма непостоянные размеры (фиг. 50). В небольшом количестве в гранит-порфирах содержатся вкрапленники пироксена в виде некрупных (0,5—2,0 мм) идиоморфных кристаллов бледно-зеленого авгита, обычно сильно разложившегося, а иногда полностью замещенного рудным минералом, эпидотом и кальцитом. В отдельных случаях пироксен замещен густо окрашенным амфиболом.



Фиг. 52. Шонкинит. В крупное зерно пертитизированного калинатрового полевого шпата включены идиоморфные зерна пироксена. Ув. 46, ник. +

Основная масса гранит-порфиров состоит из мелких зерен калинатрового полевого шпата, кислого плагиоклаза ряда олигоклаза и кварца. Она имеет аплитовую и микропойкилитовую структуру, переходящую в сферолитовую. Величина зерен основной массы варьирует в довольно широких пределах — от 0,01—0,05 мм в тонкозернистых разностях до 0,1—0,5 мм в мелкозернистых. Из акцессорных минералов встречаются те же титанит, апатит и магнетит, как и в других породах.

На гранит-порфиры наложена поздняя альбитизация, сопровождающаяся серицитизацией плагиоклаза. Альбит в виде пятнистых пертитов замещения развивается по калинатровому полевому шпату; отдельные пятна, сливаясь целиком, замещают все зерно, образуя шахматный альбит. На более слабой стадии альбитизации тонкая каемка альбита окружает зерна и калинатрового полевого шпата и плагиоклаза.

Граносиенит-порфиры и порфировидные граносиениты связаны постепенными переходами с описанными гранит-порфирами и отличаются от последних тем, что в них кварц не образует вкрапленников, а содержится только в основной массе в количестве не более 10—15% (фиг. 51). В этих породах увеличивается количество калинатрового полевого шпата, который не только обрастает кристаллы плагиоклаза, но и почти целиком его замещает. Некрупные вкрапленники пироксена представлены авгитом, нередко обрастающим каймой эгирин-авгита.

Основная масса сложена зернами олигоклаза (35—40%), калинатрового полевого шпата (40—50%) и кварца (10—15%), размеры которых сильно варьируют и в порфировидных граносиенитах достигают нескольких миллиметров; структура основной массы меняется от гипидиоморфнозернистой в порфировидных разновидностях до микроаплитовой и микропойкилитовой в граносиенит-порфирах.

На породы этой группы также накладывается более поздняя альбитизация и серицитизация полевых шпатов, биотитизация и карбонатизация пироксена.

Среди гранит-порфиров и граносиенит-порфиров в ряде пунктов (верховья ключа Геологического, ключ Карстовый — приток р. Б. Юхты) были обнаружены крупные ксенолиты доломитов, достигающие нескольких метров. В зоне, граничащей с гранит-порфирами, доломиты превра-

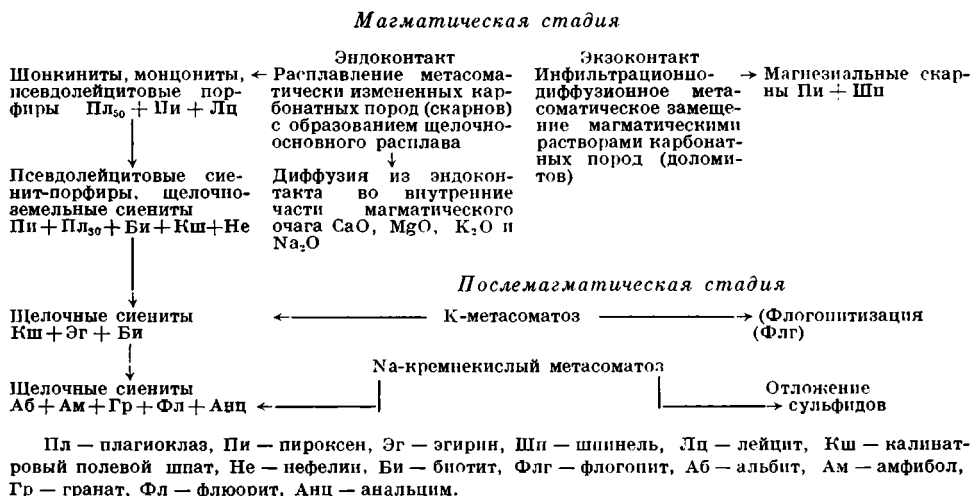
щены в магнезиальные скарны, совершенно тождественные скарнам, развивающимся по ксенолитам в щелочноземельных сиенитах гольцов Шаман, Гробового и др., а в эндоконтакте также образуются шонкиниты и монцитоны, обогащенные пироксеном и каликатровым полевым шпатом (до 40—60%), совершенно аналогичные описанным выше (фиг. 52). С удалением от контакта содержание в породе цветных минералов и каликатрового полевого шпата уменьшается, появляется кварц и порода приобретает состав гранита.

### ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Приведенные структурные, петрологические, а также петрохимические данные позволяют сделать вывод, что мезозойские щелочные породы Центрально-Алданского района являются производными гранитной магмы, которая дала многочисленные мелкие интрузии на всей территории Алдано-Учурского сводового поднятия. Серия пород повышенной основности и щелочности формировалась в результате активного взаимодействия кислой магмы с доломитовой толщей платформенного чехла, в которую она внедрялась. В тех случаях, когда магма такого же состава внедрялась в терригенную толщу (восточная часть Алдано-Учурского сводового поднятия), образования щелочных пород не происходило.

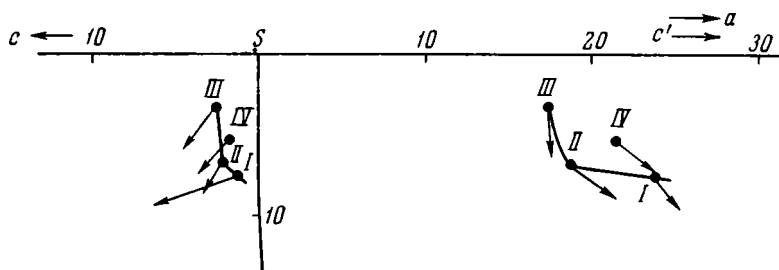
В Центрально-Алданском районе внедрение магмы происходило в две фазы; магматический расплав первой фазы отвечал составу щелочноземельных сиенитов, тогда как расплав второй фазы отвечал составу граносиенитов или гранитов повышенной щелочности. Богатые щелочами магматические растворы, поступавшие в доломитовую толщу, сначала метасоматически замещали доломиты и преобразовывали их в магнезиальные скарны (Жариков, 1960). Затем скарны под действием новых порций поступавших магматических растворов подвергались расплавлению и магматическому замещению (Коржанский, 1957, 1962а, б). Образовавшийся таким путем *in situ* гибридный магматический расплав обладал высоким химическим потенциалом оснований ( $MgO$ ,  $CaO$ ), что приводило к резкому повышению химической активности всех оснований, в том числе и щелочей, поступавших из магматического очага. Этим объясняется образование в краевых частях лакколитов пород, богатых пироксеном и лейцитом — псевдолейцитовых порфиров. Резкое повышение химической активности щелочей и других оснований ( $MgO$  и  $CaO$ ) в гибридном расплаве приконтактной части массивов вызывало диффузию их во внутренние части. При этом более легкоподвижные щелочи проникали на большее расстояние, чем  $MgO$  и  $CaO$  («обратная волна щелочности», по Д. С. Коржинскому). Поэтому в некотором удалении от контакта кристаллизовались псевдолейцитовые сиенит-порфиры, в которых содержится меньше пироксена и лейцита, но появляется каликатровый полевой шпат; количество последнего постепенно возрастает, появляется плагиоклаз, и при уменьшении количества пироксена и исчезновении лейцита порода переходит в щелочноземельный сиенит (см. схему).

Аналогичная смена состава пород наблюдается и внутри массивов щелочноземельных сиенитов и граносиенитов вблизи включенных в них ксенолитов магнезиальных скарнов. Непосредственно в контакте с ксенолитом образуются шонкиниты — породы, богатые пироксеном и каликатровым полевым шпатом и иногда содержащие нефелин или анальцит. По мере удаления от ксенолита количество содержащегося пироксена, а затем и каликатрового полевого шпата постепенно уменьшается, появляется плагиоклаз и порода приобретает состав щелочноземельного сиенита, а иногда даже содержит кварц.



Щелочные сиениты, слагающие неправильные жилородовые или гнездобразные участки пегматоидного типа, образовались в результате наложения на ранее закристаллизовавшиеся породы процесса калиево-кремнекислого метасоматоза послемагматической стадии.

Следовательно, необходимым условием для образования основных щелочных пород Центрально-Алданского района за счет гранитной магмы являлось наличие таких обогащенных  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  пород, какими были доломиты чехла Сибирской платформы. Однако ту же роль могут играть



Фиг. 53. Векторная диаграмма средних химических составов щелочных пород Центрально-Алданского района (по А. Н. Заварицкому)

I — псевдолейцитовые порфиры и сиенит-порфиры (среднее из 6 анализов);  
 II — щелочноземельные сиениты (среднее из 9 анализов); III — кварцевые порфиры и гранит-порфиры (среднее из 6 анализов); IV — щелочные сиениты (среднее из 4 анализов)

и другие породы, богатые магнием и кальцием; примером этому служат массивы Ковдер, Инагли и Чад, известные на Алданском щите. Ядра этих массивов сложены рифейскими дунитами, а краевые части — породами повышенной щелочности, имеющими мезозойский возраст. М. А. Богомолов (1963), изучавший эти массивы, пришел к выводу, что щелочные породы, развитые по периферии дунитовых массивов, образовались в результате взаимодействия их с гранитной магмой, внедрявшейся в мезозойское время.

Данные химических анализов щелочных пород Центрально-Алданского района (табл. 9), пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 53), показывают, что они насыщены кремнекислотой и по составу

Таблица 9

## Химический состав щелочных пород Центрально-Алданского района (в %)

| № пп | Порода                                                      | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O- |
|------|-------------------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------|
| 1    | Псевдолейцитовый порфир, Ыллымахский лакколит               | 52,48            | 1,16             | 15,85                          | 5,34                           | 2,92 | 0,18 | 2,75 | 3,93 | 5,16              | 7,61             | 1,12              | 0,17              |
| 2    | Эпидейцитовый порфир, Якокутский участок                    | 55,78            | 0,68             | 19,13                          | 5,73                           | 0,54 | 0,12 | 0,55 | 3,49 | 0,55              | 11,36            | 1,87              | 0,17              |
| 3    | Эпидейцитовый порфир, Ыллымахский лакколит                  | 58,66            | 0,64             | 18,66                          | 4,70                           | 0,29 | 0,14 | 0,23 | 0,38 | 0,58              | 13,74            | 0,94              | 0,18              |
| 4    | Псевдолейцитовый сиенит-порфир, Якокутский участок          | 56,43            | 0,45             | 21,56                          | 1,48                           | 1,32 | 0,10 | 0,40 | 1,60 | 2,66              | 13,40            | 0,45              | 0,10              |
| 5    | То же                                                       | 55,43            | 0,38             | 20,07                          | 3,79                           | 1,96 | 0,18 | 0,28 | 1,54 | 4,22              | 10,48            | 1,40              | 5,21              |
| 6    | Брекчия псевдолейцитового порфира, Якокутский участок       | 59,64            | 0,39             | 17,47                          | 3,04                           | 0,14 | 0,04 | 0,02 | 0,85 | 0,72              | 15,00            | 2,10              | —                 |
| 1    | Среднее из 6 анализов                                       | 56,40            | 0,62             | 18,79                          | 4,01                           | 1,20 | 0,13 | 0,70 | 1,97 | 2,32              | 11,93            |                   |                   |
| 7    | Щелочноземельный сиенит, Якокутский участок                 | 59,74            | 0,65             | 17,65                          | 3,52                           | 1,78 | 0,14 | 1,05 | 4,42 | 5,16              | 5,03             | 0,61              | 0,23              |
| 8    | То же                                                       | 62,32            | 0,43             | 17,33                          | 2,70                           | 1,56 | 0,20 | 1,18 | 4,30 | 4,75              | 4,99             | 0,17              | 0,11              |
| 9    | »                                                           | 62,15            | 0,35             | 18,41                          | 2,18                           | 1,30 | 0,05 | 0,57 | 3,20 | 5,43              | 5,69             | 0,72              | 0,04              |
| 10   | Щелочноземельный сиенит, район кл. Ортосала                 | 63,63            | —                | 17,43                          | 4,16                           | 1,41 | 0,15 | 0,32 | 3,88 | 3,16              | 5,46             | —                 | —                 |
| 11   | Щелочноземельный сиенит кварцсодержащий, Якокутский участок | 65,21            | 0,37             | 17,41                          | 2,10                           | 1,02 | 0,05 | 0,80 | 2,74 | 5,85              | 3,95             | 0,21              | 0,10              |
| 12   | То же                                                       | 63,42            | 0,50             | 16,44                          | 3,15                           | 1,96 | 0,   | 1,19 | 3,84 | 4,47              | 4,03             | 0,69              | 0,22              |

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

| № п/п | Порода                                          | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | H <sub>2</sub> O+ | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> |
|-------|-------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------|-------------------------------|
| 13    | Щелочноземельный сиенит, кл. Геологический      | 67,00            | 0,39             | 16,12                          | 1,35                           | 0,43 | 0,10 | 0,05 | 1,50 | 5,91              | 6,12             | 0,73              | —                             |
| 14    | Щелочноземельный сиенит, Якокутский участок     | 62,10            | 0,39             | 16,44                          | 2,66                           | 1,58 | 0,09 | 0,79 | 3,95 | 5,17              | 5,21             | 1,20              | —                             |
| 15    | То же                                           | 61,25            | 0,39             | 16,47                          | 3,02                           | 1,72 | 0,11 | 0,38 | 4,20 | 5,33              | 5,65             | 0,65              | —                             |
| II    | Среднее из 9 анализов                           | 62,98            | 0,38             | 17,08                          | 2,76                           | 1,42 | 0,11 | 0,70 | 3,56 | 5,02              | 5,13             |                   |                               |
| 16    | Кварцевый порфир, Якокутский участок            | 66,65            | 0,20             | 16,10                          | 1,85                           | 0,54 | 0,04 | 0,28 | 2,63 | 5,32              | 3,89             | 2,43              | 0,25                          |
| 17    | Кварцевый порфир, Рудная гора                   | 66,99            | 0,17             | 17,52                          | 1,61                           | 0,36 | 0,07 | 0,11 | 0,87 | 5,14              | 5,98             | 0,64              | 0,27                          |
| 18    | Кварцевый порфир, Верховье кл. Лебедянского     | 62,38            | 0,38             | 17,61                          | 2,71                           | 1,67 | 0,10 | 1,32 | 2,26 | 3,23              | 4,85             | 1,27              | —                             |
| 19    | Кварцевый порфир, Верховье кл. Ортосала         | 68,20            | 0,19             | 17,37                          | 2,08                           | 0,26 | 0,05 | сл.  | 0,72 | 3,81              | 5,84             | —                 | —                             |
| 20    | Гранит-порфир, гольц Дорожный                   | 68,59            | 0,39             | 15,12                          | 1,06                           | 0,29 | 0,04 | 0,20 | 3,33 | 4,40              | 3,95             | 0,87              | —                             |
| 21    | Кварцевый порфир, р. Юхта                       | 65,48            | 0,39             | 15,73                          | 1,04                           | 0,93 | 0,07 | 0,53 | 2,62 | 5,64              | 3,73             | 1,91              | 0,50                          |
| III   | Среднее из 6 анализов                           | 66,38            | 0,29             | 16,58                          | 1,72                           | 0,68 | 0,06 | 0,61 | 2,07 | 4,59              | 4,71             |                   |                               |
| 22    | Щелочной сиенит, Якокутский участок, кл. Узкий  | 60,77            | 0,39             | 18,08                          | 1,78                           | 1,43 | 0,10 | 0,37 | 4,13 | 5,64              | 5,12             | 0,40              |                               |
| 23    | Меланитовый щелочной сиенит, Якокутский участок | 61,94            | 0,23             | 18,82                          | 2,18                           | 0,65 | 0,14 | 0,18 | 2,31 | 5,01              | 7,63             | 0,87              | 0,32                          |
| 24    | То же                                           | 59,11            | 0,36             | 19,75                          | 2,23                           | 1,63 | 0,09 | 0,71 | 2,76 | 3,67              | 7,92             | 1,15              | 0,14                          |
| 25    | Пуласкит, Ыллымахский лакколит                  | 64,44            | 0,23             | 17,01                          | 1,90                           | 0,72 | 0,06 | 1,28 | 1,79 | 6,39              | 5,28             | 0,31              | 0,10                          |
| IV    | Среднее из 4 анализов                           | 61,54            | 0,30             | 18,41                          | 2,02                           | 1,11 | 0,10 | 0,63 | 2,75 | 5,18              | 6,49             |                   |                               |

Таблица 9 (продолжение)

| № п/п | Порода                                                      | Числовые характеристики по А. И. Заварицкому |     |      |      |    |    |    |    |      |       |       | Примечания                       |
|-------|-------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|----|----|----|----|------|-------|-------|----------------------------------|
|       |                                                             | a                                            | c   | b    | s    | a' | f' | m' | c' | h    | Q     | a/c   |                                  |
| 1     | Псевдолейцитовый порфир, Ыллымахский лакколит               | 21,6                                         | 1,3 | 15,6 | 61,5 | —  | 39 | 30 | 31 | 48,1 | —21,5 | 16,5  | Билибин Ю. А., 1937, обр. 35     |
| 2     | Эпидейцитовый порфир, Якокутский участок                    | 19,3                                         | 4,2 | 7,3  | 69,2 | —  | 81 | 14 | 5  | 6,9  | — 4,4 | 4,59  | Билибин Ю. А., 1936, обр. 94     |
| 3     | Эпидейцитовый порфир, Ыллымахский лакколит                  | 21,9                                         | 0,5 | 7,9  | 69,7 | 38 | 57 | 5  | —  | 6,45 | — 4,9 | 43,8  | Билибин Ю. А., 1936, обр. 96     |
| 4     | Псевдолейцитовый сиенит-порфир, Якокутский участок          | 26,6                                         | 2,2 | 3,5  | 67,7 | —  | 76 | 20 | 4  | 23,5 | —20,0 | 12,1  | Билибин Ю. А., 1936, обр. 126    |
| 5     | То же                                                       | 25,7                                         | 1,3 | 6,6  | 64,4 | —  | 84 | 5  | 11 | 38,5 | —19,9 | 19,7  | Билибин Ю. А., 1936, обр. 105    |
| 6     | Брекчия псевдолейцитового порфира, Якокутский участок       | 24,4                                         | 0,2 | 3,9  | 71,5 | —  | 74 | 2  | 24 | 6,5  | — 6,0 | 12    | Молчанова Т. В., 1962, обр. 441в |
| 1     | Среднее из 6 анализов                                       | 23,7                                         | 1,5 | 9,7  | 67,9 | —  | 68 | 17 | 15 | 22,6 | —15,9 | 15,8  |                                  |
| 7     | Щелочноземельный сиенит, Якокутский участок                 | 18,7                                         | 2,6 | 9,5  | 69,2 | —  | 51 | 19 | 30 | 61,0 | — 1,6 | 7,2   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 46     |
| 8     | То же                                                       | 17,7                                         | 2,8 | 8,6  | 70,9 | —  | 47 | 24 | 29 | 59,2 | + 3,6 | 6,3   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 4      |
| 9     | » »                                                         | 20,5                                         | 2,8 | 6,2  | 70,5 | —  | 53 | 17 | 30 | 59,1 | — 2,8 | 7,3   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 87     |
| 10    | Щелочноземельный сиенит, район кл. Ортосала                 | 15,4                                         | 2,2 | 8,4  | 74,0 | —  | 61 | 7  | 32 | 47,3 | +15,0 | 7,0   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 21     |
| 11    | Щелочноземельный сиенит кварцсодержащий, Якокутский участок | 18,4                                         | 2,4 | 5,2  | 74,0 | —  | 54 | 27 | 19 | 69,9 | + 8,8 | 7,7   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 122    |
| 12    | То же                                                       | 15,8                                         | 3,2 | 8,3  | 72,7 | —  | 56 | 25 | 19 | 63,5 | +10,8 | 4,9   | Билибин Ю. А., 1936, обр. 71     |
| 13    | Щелочноземельный сиенит, кл. Геологический                  | 21,2                                         | 0,3 | 3,3  | 75,2 | —  | 43 | 2  | 55 | 59,4 | + 7,7 | 70,66 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 448а |

Таблица 9 (окончание)

| № п/п | Порода                                          | Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому |     |      |      |    |    |    |    |       |       |      | Примечания                       |
|-------|-------------------------------------------------|----------------------------------------------|-----|------|------|----|----|----|----|-------|-------|------|----------------------------------|
|       |                                                 | a                                            | c   | b    | s    | a' | f' | m' | c' | h     | Q     | a'c  |                                  |
| 14    | Щелочноземельный сиенит, Якокутский участок     | 19,0                                         | 1,5 | 8,6  | 70,9 | —  | 45 | 16 | 39 | 60,43 | + 2,3 | 12,7 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 428  |
| 15    | То же                                           | 20,0                                         | 1,2 | 8,1  | 70,7 | —  | 43 | 8  | 49 | 58,6  | — 0,2 | 16,6 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 435и |
| II    | Среднее из 9 анализов                           | 18,5                                         | 2,3 | 6,9  | 72,3 | —  | 53 | 17 | 30 | 60,0  | + 5,3 | 8,0  |                                  |
| 16    | Кварцевый порфир, Якокутский участок            | 17,4                                         | 2,3 | 3,7  | 76,6 | —  | 59 | 13 | 28 | 67,5  | +16,1 | 7,56 | Билибин Ю. А. 1936, обр. 96      |
| 17    | Кварцевый порфир, Рудная гора                   | 19,9                                         | 1,0 | 3,3  | 75,8 | 38 | 56 | 6  | —  | 56,5  | +10,8 | 19,9 | Билибин Ю. А., 1936, обр. 33     |
| 18    | Кварцевый порфир, Верховье кл. Лебединского     | 14,4                                         | 2,8 | 10,4 | 72,4 | 39 | 39 | 22 | —  | 50,0  | +13,2 | 5,14 | Зверев В. Н., 1925, обр. 46      |
| 19    | Кварцевый порфир, Верховье кл. Орто-сала        | 16,5                                         | 0,9 | 6,6  | 76,0 | 71 | 29 | 0  | —  | 49,6  | +18,1 | 18,3 | Зверев В. Н., 1925, обр. 39      |
| 20    | Гранит-порфир, гольц Дорожный                   | 15,5                                         | 2,4 | 3,3  | 78,8 | —  | 38 | 10 | 52 | 62,8  | +24,2 | 6,42 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 433  |
| 21    | Кварцевый порфир, р. Юхта                       | 18,1                                         | 1,6 | 4,2  | 76,1 | —  | 43 | 21 | 36 | 70,0  | +14,4 | 11,3 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 478  |
| III   | Среднее из 6 анализов                           | 17,1                                         | 2,7 | 3,4  | 76,8 | —  | 66 | 30 | 4  | 59,6  | +16,8 | 6,3  |                                  |
| 22    | Щелочной сиенит, Якокутский участок, кл. Узкий  | 20,2                                         | 2,3 | 6,5  | 71,0 | —  | 46 | 9  | 45 | 62,7  | — 0,7 | 8,78 | Молчанова Т. В., 1962, обр. 443  |
| 23    | Меланитовый щелочной сиенит, Якокутский участок | 22,5                                         | 1,5 | 4,4  | 71,6 | —  | 62 | 8  | 30 | 50,0  | — 3,3 | 15,0 | Билибин Ю. А., 1936, обр. 50     |
| 24    | То же                                           | 20,6                                         | 3,5 | 5,0  | 70,9 | 3  | 73 | 24 | —  | 41,7  | — 2,9 | 5,9  | Билибин Ю. А., 1936, обр. 89     |
| 25    | Пуласкит, Ыллымахский лакколит                  | 21,3                                         | 0,7 | 6,0  | 72,0 | —  | 36 | 39 | 25 | 64,8  | + 0,7 | 30,4 | Билибин Ю. А., 1937, обр. 159    |
| IV    | Среднее из 4 анализов                           | 21,3                                         | 1,9 | 5,4  | 71,4 | —  | 51 | 21 | 28 | 54,9  | — 1,7 | 11,9 |                                  |



скорее отвечают трахиандезитам, чем щелочным базальтоидам и габброидам. Кислые породы второй фазы нередко пересыщены глиноземом, что, так же как и некоторое преобладание Na над K, сближает их с мезозойскими гранитоидами Станового хребта. Косвенным указанием на связь щелочных пород района с гранитной магмой является то, что с ними генетически связаны богатые золоторудные месторождения Алдана (Бородаевская, 1951).

В 1963 г. была опубликована работа, посвященная описанию гидротермального уранового оруденения, связанного с мезозойским щелочным комплексом пород, богатых калием (Билибина и др., 1963). Описываемые породы и оруденение находятся в сходных геолого-структурных условиях, хотя авторы относят их к производным основной магмы. Детальное геохимическое изучение урановых руд, проведенное этими авторами, показало, что обнаруженный в них комплекс элементов-примесей скорее характерен для кислой, чем для основной магмы. Такой вывод, сделанный самими авторами, позволяет предположить, что описанный ими комплекс щелочных пород также генетически связан с гранитной магмой.

До недавнего времени считалось невозможным образование гранитной магмы в платформенных структурах. Однако многочисленные геологические данные, полученные в последние годы при изучении дорифейских платформ и палеозойских складчатых областей Востока Азии (протерозоиды Станового хребта юга Сибирской платформы, а также Шаньдунский и Ляодунский щиты Северо-Китайской платформы) (Нагибина, 1963а) и, возможно, запада Северо-Американской платформы (Физико-географич. атлас Мира, 1964), показали широкое распространение мезозойских гранитных интрузий в зоне, прилегающей к мезо-кайнозойскому Тихоокеанскому поясу. Образование мезозойских щелочноземельных и щелочных пород гранитного ряда Алданского щита по их структурному положению также следует рассматривать как явление, связанное с процессами «оживления» (ревивации) древних структур, вызванными мезозойскими тектоническими движениями Тихоокеанского пояса.

Изучение богатых калием основных щелочных пород, развитых в северо-западной части Срединного Тянь-Шаня и в центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия, показало, что в условиях их формирования несомненно имеются общие черты, несмотря на резкое различие в структурном и историко-геологическом положении.

Для обоих районов характерно широкое проявление разновозрастного щелочным породам гранитного магматизма, при полном отсутствии проявлений близкого по возрасту магматизма основного состава.

В том и другом районах обогащенные калием щелочные породы повышенной основности образуются только в том случае, когда гранитная магма состава, близкого к аляскитовому, поступает в участки, где развиты доломитсодержащие карбонатные породы. Так, в северо-западной части Срединного Тянь-Шаня мощная карбонатная толща верхнедевонского-нижнекарбонového возраста слагает Арысь-Угамскую глыбово-складчатую зону, строгую приуроченность к которой имеют описываемые щелочные породы. В центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия архейское основание перекрыто отложениями платформенного чехла, нижние горизонты которого, куда поступала гранитная магма, имеют карбонатный (доломитовый) состав; именно в этой части Алдано-Учурского сводового поднятия и развиты щелочные породы. В восточной части этого поднятия, где отложения платформенного чехла имеют терригенный состав, развиты магматические породы нормального гранитного ряда.

Как видно из характеристики щелочных пород, реакции взаимодействия между карбонатными породами и кислой гранитной магмой повышенной щелочности, богатой летучими компонентами, проходили в магматическую стадию, когда при магматическом замещении вмещающей толщи происходило ее расплавление. Новообразованный гибридный расплав, образующийся *in situ*, приобретает тем более высокую основность и щелочность, чем мощнее толща карбонатных пород, через которую проходит первичная гранитная магма, чем меньше объем этой магмы, поступавшей с глубины и образующей магматические тела щелочных пород, и, наконец, чем она богаче легкоподвижными (летучими) компонентами. При сравнении химических составов щелочных пород западно-таласского и алданского комплексов обращает на себя внимание значительно бóльшая основность первого комплекса. Среди пород, входящих в состав этого комплекса, имеются ультраосновные, недосыщенные кремнекислотой разновидности (пироксениты), но преобладают породы, слабонасыщенные или насыщенные  $\text{SiO}_2$  (различные шонкиниты); пересыщенные же кремнеземом кварцевые сиениты появляются лишь в виде даек наиболее позднего этапа кристаллизации интрузивов. Породы алданского щелочного комплекса, как правило, богаче кремнекислотой и относятся к классам пород, насыщенных и даже слабопересыщенных  $\text{SiO}_2$ ; на векторной диаграмме они располагаются в самой верхней ее части.

Такая сравнительно высокая кислотность пород алданского комплекса связана, вероятно, с тем, что в Центрально-Алданском районе карбонатная толща, через которую проходила гранитная магма, имеет гораздо меньшую мощность, тем более, что магматические тела здесь обычно формируются в самых нижних ее горизонтах. Кроме того, более высокая кислотность алданских щелочных пород может быть связана с большими объемами гранитной магмы, давшей многочисленные лакколиты, штоки и пластовые интрузии гранитоидов, относительно которых щелочные породы составляют лишь небольшой процент.

Одним из важных доказательств в пользу того, что образование богатых калием основных щелочных пород происходило за счет гранитной родоначальной магмы, является общий характер эндогенной минерализации, связанной с породами как щелочного, так и гранитоидного состава. Ни в том, ни в другом районе не установлено проявлений эндогенной минерализации, характерной для основной магмы.

В северо-западной части Срединного Тянь-Шаня калиевые основные щелочные породы образуются в заключительный, орогенный этап развития геосинклинальной области, когда, вследствие уже закончившейся складчатости и внедрения крупных синорогенных интрузий гранитов, она приобретает значительную жесткость. Этот этап характеризуется главным образом развитием крупных разломов, по которым гранитная магма поднималась на поверхность или застывала на небольшой глубине, образуя гипабиссальные и субвулканические тела.

В Центральной части Алдано-Учурского сводового поднятия сходного состава щелочные породы образуются в условиях древней платформы. В мезозое, под воздействием тектонических напряжений, происходивших в крупнейшей мезозойской геосинклинальной системе Тихоокеанского пояса, прилегающие части платформы так же приобретали подвижность. В результате этого происходило коробление жесткого кристаллического основания с образованием сводовых поднятий, межсводовых прогибов и крупных разломов. При этом на глубине, по-видимому за счет плавления сиаля, возникали гранитные магматические очаги, откуда поднималась магма и поступала в нижние горизонты платформенного чехла.

Таким образом, в обоих районах образованию щелочных пород предшествовало установление относительно стабильных условий (по сравнению с условиями периода интенсивной складчатости), при которых был возможен процесс дифференциации гранитной магмы. Ее конечные продукты имеют повышенную кислотность и богаты летучими (легкоподвижными) компонентами. Именно такой магме отвечает состав пермских эффузивов и интрузивных тел, развитых в пределах тех зон Срединного Тянь-Шаня, которые сложены терригенными (силикатными) толщами. Тем же составом отличаются верхнеюрские-нижнемеловые граниты сводового поднятия Станового хребта и верхнемеловые граниты восточной части Алдано-Учурского поднятия.

Исследования, проведенные А. Н. Заварицким (1950) по петрохимии магматических пород, позволяют сравнить щелочные породы Срединного Тянь-Шаня и Алдана с породами различных петрографических провинций мира. Как уже говорилось выше, такое сравнение показало, что наиболее близкими по составу являются вулканические и субвулканические щелочные породы Южной Италии и гор Хайвуд (штат Монтана), хорошо известные по литературе. Богатые калием щелочные породы Италии, выделенные А. Н. Заварицким в Римскую калиевую щелочную провинцию, изучались многими петрографами. В значительной степени именно эти породы послужили основанием Р. Дели для объяснения генезиса щелочных пород в результате ассимиляции карбонатных толщ гранитной магмой (ассимиляционная гипотеза). Рассматривая происхождение ще-

лочных пород этой провинции с позиций, принятых автором настоящей работы, можно согласиться с Р. Дели, что они образовались благодаря реакциям взаимодействия между гранитной магмой и карбонатными породами, однако эти реакции не ограничивались ассимиляцией известняков. Структурное положение кайнозойских щелочных пород Римской провинции аналогично структурному положению верхнепалеозойского западно-таласского комплекса. Щелочные породы южной Италии образовались в орогенную стадию развития альпийской складчатой области, когда формировались внутренние впадины, выполнявшиеся преимущественно вулканогенным материалом четвертичного возраста (Международная тектоническая карта Европы, 1962). Наличие мощной толщи карбонатных пород юрского, мелового и третичного возраста и поднимавшейся по разломам гранитной магмы неизбежно приводило к инфильтрационно-диффузионным реакциям магматического замещения, в результате которых образовались породы, близкие с породам северо-западной части Срединного Тянь-Шаня (Ristic, 1963).

Щелочные породы гор Хайвуд (штат Монтана) формировались в структурных условиях, сходных с условиями образования алданского щелочного комплекса. Третичные магматические породы Центральной Монтаны залегают в западной окраине древней Северо-Американской платформы. Они прорывают породы кристаллического фундамента и осадочные отложения палеозойского платформенного чехла, имеющие в своем составе значительной мощности горизонты карбонатных пород. Кроме щелочных пород гор Хайвуд и других участков здесь, как и в Алдано-Учурском сводовом поднятии Сибирской платформы, имеются молодые гранитоиды, которые по времени своего образования отделены от эпохи складчатости фундамента огромным интервалом — более миллиарда лет. Внедрение третичных магматических пород в западную часть Северо-Американской платформы, как и на юге Сибирской платформы, по-видимому, связано с процессами тектонического «оживления», возникшими под влиянием интенсивных мезо-кайнозойских тектонических движений в соседней складчатой зоне Северо-Американских Кордильер и Скалистых гор.

Приведенное в IV главе сравнение изученных комплексов со щелочными породами Италии и Центральной Монтаны было сделано только по принципу близости их составов. Рассмотрение же историко-геологических условий их формирования показало, что структурное положение пород Италии очень сходно с положением западно-таласского щелочного комплекса — те и другие образовались в орогенную стадию развития складчатой области. Породы Центральной Монтаны, подобно алданскому комплексу, образовались в условиях «оживления» платформы. Таким образом, выводы, сделанные на основании детального изучения двух районов, подтверждаются на более широком материале.

Эти основные выводы сводятся к следующему.

1. В складчатых областях богатые калием щелочные породы основного состава образуются за счет гранитной родоначальной магмы, при поступлении ее в участки развития карбонатных пород.

2. Взаимодействие гранитной магмы с вмещающей карбонатной средой и образование щелочных пород происходит в том случае, если магма обладает высокой активностью, т. е. обогащена летучими (легкоподвижными) компонентами. Такое обогащение обычно наблюдается в остаточных (наиболее кислых и богатых щелочами) порциях дифференцированной магмы.

3. Процессы дифференциации гранитной магмы происходят в течение всего периода существования магматического очага, возникшего в начале орогенного этапа. К заключительной его стадии остаточные порции магмы приобретают наиболее кислый состав и обогащены щелочами. Эти

порции поднимаются в верхние горизонты по разломам, получившим широкое развитие после интенсивной складчатости.

4. Благоприятные условия для образования щелочных пород могут создаться и в древних платформах или областях завершенной складчатости в случае «оживления» этих участков земной коры под воздействием мощных тектонических движений соседних более молодых складчатых систем. При этом происходит коробление жесткой платформы, формирование крупных разломов и возникновение гранитных очагов, из которых магма по разломам поднимается на поверхность. В этих областях наложенный внегосинклинальный гранитный магматизм обычно оторван от возраста складчатости фундамента промежутком в миллиард лет и более. При наличии карбонатных пород, например в составе платформенного чехла, в которые поступает магма, образуются щелочные породы.

5. Реакции взаимодействия кислой, богатой щелочами гранитной магмы с карбонатными породами происходят в магматическую стадию и сводятся к инфильтрационно-диффузионному замещению вмещающей толщи с образованием *in situ* гибридного расплава высокой основности и щелочности.

6. Для получения щелочных пород основного состава кроме высокой активности гранитной магмы необходимо достаточно высокое содержание  $MgO$  во вмещающих карбонатных породах, иначе говоря, они должны быть богаты доломитами. Близкие по составу щелочные основные породы могут образоваться и в случае взаимодействия такого состава гранитной магмы с породами ультраосновного состава, поскольку они богаты  $MgO$  и  $CaO$ .

Сочетание перечисленных условий, которое приводит к образованию богатых калием щелочных пород основного состава, выдерживается далеко не во всех случаях; возможно, именно поэтому такие породы встречаются достаточно редко.

Изложенная точка зрения на происхождение калиевых основных щелочных пород не исключает возможности образования сходного состава пород в результате дифференциации базальтовой или трахибазальтовой магмы. Такие породы известны на океанических островах, а также на древних платформах, где устанавливается поступление основной магмы по разломам из подкоровых глубин.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдрахманов К. А. Геолого-петрографические особенности щелочной интрузии Ирису в Таласском Алатау. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Абдрахманов К. А. Генетические особенности щелочной интрузии Ирису в Таласском Алатау. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1962а, вып. 4.
- Абдрахманов К. А. Геолого-петрографические и металлогенические особенности щелочных пород северо-западных отрогов Таласского Алатау. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1962б.
- Абдрахманов К. А. К вопросу о первичных и вторичных магматических очагах (на примере щелочных базальтоидных пород северо-западных отрогов Таласского Алатау). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 7.
- Абдрахманов К. А. Вулкано-плутоническая формация лейцитовых базальтоидных и габброидных пород и некоторые закономерности ее развития. В кн. «Проблемы вулканизма. Материалы ко 2-му Всесоюзному вулканологическому совещанию». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Абдрахманов К. А., Иванов А. И., Монич В. К., Мороков В. Д. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Абдрахманов К. А., Кориневский В. Г. Псевдолейцитовые породы массива Ирису (Таласский Алатау). — Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, 1961, 4.
- Абдуллаев Х. М. О некоторых особенностях скарново-рудных месторождений Средней Азии. — Труды Ин-та геол. АН УзбССР, 1948, вып. 2.
- Абдуллаев Х. М. Роль ассимиляции и гибридизма в концентрации металлов в постмагматических рудных растворах. — Докл. АН УзбССР, 1949, № 8.
- Абдуллаев Х. М. Влияние процесса ассимиляции и гибридизма на состав постмагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 3.
- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С., Воронич В. А. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, 1958.
- Абдуллаев Х. М., Мацокина Т. М., Калабина М. Г. Металлогенические особенности и вопросы прогнозирования рудных месторождений Чаткало-Кураминских гор. В кн.: Металлогенические прогнозные карты. Алма-Ата, 1959.
- Альбов Ю. А., Мошкин В. Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта (и юго-западная часть хр. Джугджур). — Информ. сб. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 17.
- Андреева Е. Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау. — Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, 1962, вып. 76.
- Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А., Шейнманн Ю. М. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Арсовский М. И., Грум-Гржимайло О. С., Гафт Д. Е., Страчков М. М. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений хр. Б. Каратау. В кн.: «Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тезисы докладов». Алма-Ата, 1958.
- Архангельская В. В., Кац А. Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита. — Сов. геол., 1959, № 4.
- Ахмеджанов М. А., Миркамов А. М., Исакджанов Б. И. Некоторые замечания к стратиграфической схеме палеозоя Чаткальской подзоны. — Узб. геол. ж., 1962, № 3.
- Баталов А. Б. Основные черты распространения химических элементов в железорудных скарнах Западного Тянь-Шаня. — Зап. Узб. отд. Всес. минералог., об-ва, 1958а, вып. 12.
- Баталов А. Б. Типы ассоциаций контактовых месторождений магнетита с интрузивными комплексами в Средней Азии. В кн. «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958б.

- Баталов А. Б. Минераграфическая характеристика магнетитовых руд Ирису. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, вып. 4 (45).
- Билибин Ю. А. О кристаллизации недосыщенной магмы. — Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 11.
- Билибин Ю. А. Проблемы псевдолейцита. — Зап. Всеросс. минералог. об-ва, 1939, 68, вып. 1.
- Билибин Ю. А. О генезисе щелочных пород. — Зап. Всеросс. минералог. об-ва, 1940, 69, вып. 2—3.
- Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.—Л. Изд-во АН СССР, 1941 (Петрография СССР, серия I. Региональная петрография, вып. 10).
- Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.—Л., Гостеоиздат, 1947.
- Билибина Т. В., Донаков В. И., Титов В. К. О гидротермальном урановом оруденении, связанном со щелочными интрузивными комплексами. Геол. рудных м-ний, 1963, 5, № 5.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 1.
- Богданов А. А. О термине «структурный этаж» (в связи с составлением международной тектонической карты Европы м-ба 1 : 2 500 000). — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, 38, вып. 1.
- Богомолов М. А. Чадский массив — новый ультраосновной щелочной интрузив на Алданском щите. — Докл. АН СССР, 1963, 149, № 5.
- Богомолов М. А. Петрология массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. Автореф. канд. дисс. М., 1964.
- Бородаевская М. Б. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана. — Труды Науч.-исслед. геол.-развед. ин-та золота, 1951, вып. 18.
- Бородин Л. С. К химизму процессов эгиринизации и нефелинизации пироксена при образовании метасоматических нефелин-пироксеновых пород (ийолитов). — Геохимия, 1958, № 5.
- Бородин Л. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных щелочных пород. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (К общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. Перев. с англ. М.—Л., Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Буртман В. С. О границах между фаціальными типами девонских и каменноугольных отложений Северо-Западного Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1958, № 10.
- Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Буртман В. С. Нижнекаменноугольные отложения Срединного Тянь-Шаня и Таласо-Ферганский разлом. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1962, № 9.
- Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 104.
- Буртман В. С., Пейве А. В., Руженцев С. В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 80.
- Бутакова Е. Л. О роли метасоматоза в образовании щелочных пород. — Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, 1952.
- Вендланд К. П. Шонкинитовый массив Ирису. Ташкент, 1937.
- Вонгаз Л. В. О палеозойских структурно-фаціальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. — Труды Всес. аэрогеол. треста, 1958, вып. 4.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- Геология Узбекской ССР. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Головин Е. М. Схема варисского плутонизма Чаткальской геологической подзоны в Юго-Западном Тянь-Шане. — Труды Ин-та АН УзССР, 1949, вып. 4.
- Горецкая Е. Н. Магматические формации Тянь-Шаня. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1961, 90, вып. 2.
- Грум-Гржимайло О. С. О происхождении глыбовых складок хр. Каратау (Южный Казахстан). — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1962, № 12.
- Дели Р. А. Изверженные породы и глубины земли. Перев. с англ. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Дембо Т. М. Явления анатексиса, гибридизма и ассимиляции в каледонской градиоритовой интрузии северной части Кузнецкого Алатау. — Сов. геол., 1956, сб. 51.

- Дембо Т. М. О гибридных породах, их разновидностях и месте среди других контактовых образований. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 4.
- Дембо Т. М. Классификация и происхождение гибридных метатектических (мигматических) пород контактовых зон интрузивных массивов. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 1.
- Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб. и Дальн. Востока, 1956, вып. 1.
- Дзевановский Ю. К. Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение. — Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 7.
- Додонова Т. А. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. — Труды Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров Киргиз. ССР, 1962, сб. 2.
- Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.
- Жариков В. А. Реакционные явления магматической и послемагматической стадии при формировании скарново-рудных месторождений. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. — Труды Ин-та геол. рудных минералог. и геохим. АН СССР, 1959, вып. 14.
- Жариков В. А. Магматическое замещение карбонатных толщ. В кн. «Гранитогнейсы». Киев, Изд-во АН УССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14).
- Заварицкий А. Н. О псевдолейцитовых и эпидейцитовых породах. — Докл. АН СССР, 1934, 3, № 8—9.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. 2-е изд. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Зубцов Е. И. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. — Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956а, № 4.
- Зубцов Е. И. Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона Тянь-Шаня. — Матер. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1956б, вып. 8.
- Зубцов Е. И. Некоторые черты металлогении Среднего Тянь-Шаня и смежных с ним районов. — Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1960, № 2.
- Зубцов Е. И. Стратиграфия отложений кембрия и ордовика Среднего Тянь-Шаня. В кн.: «Геология Средней Азии. Памяти Н. М. Силицина». Л., 1961.
- Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Среднего Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1963, 152, № 4.
- Исамухамедов И. М., Кустарникова А. А. О каледонских интрузивах правобережья р. Ангрен. — Узб. геол. ж., 1961, № 1.
- Исмаилов М. И. О зависимости минералогического состава скарнов от литологического состава вмещающих пород месторождений Накпай (Алмалыкский район). — Труды аспирантов Сред.-Аз. ун-та, естеств. науки, 1958, вып. 5.
- Каждан А. Б., Кушнарев И. П. К стратиграфии эффузивных свит юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
- Карпова Е. Д. К металлогении северной части варисского складчатого пояса Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза». М., 1953а.
- Карпова Е. Д. Основные черты варисской металлогении Тянь-Шаня в связи с историей его развития. «Советская геология», сб. 2. М., 1953б.
- Карпова Е. Д. Трахиандезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканитических пород р. Бадам (хребет Каржантау). — Докл. АН СССР, 1957, 113, № 4.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. — Сов. геол., 1959, № 8.
- Коген В. С. Малые интрузии гранитоидов мелового возраста в бассейне верхнего течения р. Май (Алданский щит). — Труды Всес. аэрогеол. треста, 1961, вып. 7.
- Козеренко В. Н. Основные геологические закономерности в размещении и характере эндогенных рудных месторождений на территории средней части Западного Тянь-Шаня. В кн.: «Геология и горное дело». М., 1947.
- Кононова В. А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.



- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозой Центрального Казахстана. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 148, петрогр. серия (№ 44).
- Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 41.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические факторы глубинности. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 12, петрогр. серия (№ 5).
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В кн. «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Общие свойства инфильтрационной метасоматической зональности. — Докл. АН СССР, 1951, 78, № 1.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952а, № 2.
- Коржинский Д. С. Различие инфильтрационной и диффузионной метасоматической колонки в отношении минералов переменного состава. — Докл. АН СССР, 1952б, 86, № 3.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1955а.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды 1-го Всесоюзного петрографического совещания». М., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательности реакций при послемагматических процессах. — Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн. «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.
- Коржинский Д. С. Кислотность-щелочность при магматических процессах. В кн. «Гранито-гнейсы». Киев, Изд-во АН УССР, 1960. (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 14).
- Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962а, № 1.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Королев В. Г. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. — Изв. Киргиз. фил. Геогр. об-ва СССР, 1961, вып. 3.
- Королев В. Г., Носырев И. В., Туровский С. Д. Палеозойские интрузивные комплексы Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 2. Фрунзе, 1962.
- Кравченко С. М. О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1959, 129, вып. 4.
- Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана (по материалам изучения акцессорных минералов). — Труды Ин-та минералог., геохим. и кристаллохим. редких элементов АН СССР, 1962, вып. 14.
- Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма «внескладчатых» областей. — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 3.
- Красный Л. И., Полевая Н. И. Абсолютный возраст некоторых магматических пород Дальнего Востока. В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3).
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. В кн. «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13).
- Кузнецов Ю. А. Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии. — Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Куплетский Б. М. К вопросу о генезисе щелочных пород. — Изв. АН СССР. серия геол., 1936, № 2—3.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тезисы докладов Ду-

- шанбинской сессии 2-го Всесоюзного тектонического совещания». Душанбе, 1962.
- Кушев В. Г. Новые данные о возрасте щелочных пород Чаткало-Нарынской зоны (Южный Тянь-Шань). В кн.: «Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ляшкевич З. М. Ксенолиты интрузивных пород в сиенитах Турпи (Алайский хребет). — Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, 1959а, вып. 1 (28).
- Ляшкевич З. М. Петрография щелочных массивов западной части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс. Львов, 1959б.
- Ляшкевич З. М., Марушкин И. А. О новом массиве щелочных пород в западной части Алайского хребта. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 5—6.
- Ляшкевич З. М., Омеляненко В. И. Кульпский щелочной массив и генезис щелочных пород Туркестано-Алая. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1961, № 7—8.
- Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 4.
- Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, 36, вып. 3.
- Марушкин И. А. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта. Автореф. канд. дисс. Львов, 1963.
- Мацкина-Воронич Т. М., Раджабов Ф. Ш. Некоторые особенности петрологии и металлогении Чаткало-Кураминского района. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.
- Международная тектоническая карта Европы, м-б 1:2 500 000. М., 1962.
- Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана. — Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, 1960, вып. 2.
- Молчанова Т. В. О генезисе щелочных пород интрузии Ирису (Таласский Алатау). — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Молчанова Т. В. Интрузивно-эффузивный щелочной комплекс северо-западных отрогов Таласского Алатау. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 7.
- Молчанова Т. В. О генезисе щелочных пород Центрально-Алданского района и их положении в структуре Алдано-Учурского сводового поднятия. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Молчанова Т. В. Тектоно-магматические условия формирования верхнепалеозойских щелочных пород западной части Среднего Тянь-Шаня. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1965, 40 (4).
- Молчанова Т. В., Яшина Р. М. К вопросу о происхождении псевдолейцита. — Докл. АН СССР, 1966, 166, № 6.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и развитие. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 92.
- Нагибина М. С. Впадины и прогибы восточно-азиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963а, вып. 92.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963б, вып. 79.
- Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент—М., «Туркпечать», 1926.
- Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии в палеозое. В кн.: «Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов в 1928 г.», вып. 2. Ташкент, Изд-во Сред.-Аз. отд. Геолкома, 1930.
- Николаев В. А. Щелочные породы Ирису и западное окончание Александровского хребта. В кн.: «Путеводитель экскурсий 3-го Всесоюзного геологического съезда». Ташкент, 1928.
- Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. В кн.: «Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов в 1928 г.», вып. 1. Ташкент. Изд-во Сред.-Аз. отд. Геолкома, 1930а.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. В кн.: «Труды 3-го Всесоюзного съезда геологов в 1928 г.», вып. 1. Ташкент, Изд-во Сред.-Аз. отд. Геолкома, 1930б.

- Николаев В. А. Псевдолейцитовая порода (фергусит) из Таласского Алатау. — Зап. Всеросс. минералог. об-ва, 1930в, 59, вып. 2.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — Зап. Всерос. мин. об-ва, 1933, 62, вып. 2.
- Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. — Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 2.
- Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. — Сов. геол., 1944, сб. 1.
- Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 2.
- Огнев В. Н. Геология Северной Ферганы. — Матер. по геол. и геохим. Тянь-Шаня, 1935, вып. 5.
- Огнев В. Н. Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн. «Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии». Изд-во АН УзССР, 1959.
- Омельяненко Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Омельяненко Б. И. Роль процессов ассимиляции и контаминации в формировании щелочного массива Ходжа-Ачкан (Средняя Азия). — Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, 1960, вып. 27.
- Орлова М. П. Щелочные базальтоиды реки Даубаба (Таласский Алатау). — Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 16.
- Орлова М. П. Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау. — Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1960, № 291, серия геол. наук, вып. 11.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. Краткий очерк истории геологического развития Восточной Сибири. — Труды Иркутск. ун-та, серия геол., 1951, 5, вып. 2.
- Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргаций. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Международ. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18).
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., изд-во «Наука», 1964.
- Перчук Л. Л., Омельяненко Б. И., Шинкарев Н. Ф. Фазы и фации щелочных интрузивов бассейна реки Ходжаачкан (Алайский хребет) в связи с вопросами их генезиса. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 12.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938.
- Похвистнева Е. А. Условия образования девонских красноцветных отложений хребта Каратау (Южный Казахстан). — Изв. высших учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 4.
- Раджабов Ф. Ш. Новый взгляд на варисийскую интрузию Приташкентского района. — Изв. Узб. фил. АН СССР, 1940, № 4—5.
- Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Сатпаев К. И., Моңич В. К., Иванов А. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1963, вып. 3.
- Сеницын В. М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Сеницын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня. — Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и геогр., 1957, № 12.
- Сеницын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. ЛГУ, 1960.
- Сеницын Н. М., Сеницын В. М. Тянь-Шань. Главнейшие элементы тектоники. — Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 4.
- Смолин П. П. Слюдяносные пегматиты и абсолютный возраст послегюрских интрузий Алдана. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 1.
- Соколов В. А. Изучение метасоматических процессов путем сравнения рН минералов. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.

- Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Тащилина М. В. Изверженные породы Боролдайтау и Кулантау (хребет Каратау). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1951.
- Тихоненков И. П. О графических структурах замещения в щелочных породах. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1961, 90, вып. 2.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. — Труды Упр. геол. и охраны недр при Совете Министров КиргССР, 1960, № 1.
- Турбин Л. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1962.
- Физико-географический атлас мира. М., Изд-во АН СССР и Глав. упр. геодез. и картограф., 1964.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1960, вып. 19.
- Фрейд Г. М. Даубабинский щелочной стратовулкан в Таласском Алатау. В кн. «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фрейд Г. М. Вулкано-плутоническая и вулкано-молассовая ассоциация областей новейшего и более древнего вулканизма. В кн. «Проблемы вулканизма. Материалы ко 2-му Всесоюзному вулканологическому совещанию». Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — Труды Госл. ин-та АН СССР, 1963, вып. 91.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. Обобщающий доклад на соискание ученой степени доктора геол.-минералог. наук. М., 1965.
- Царовский И. Д. Мариуполитизация и связанные с ней процессы оруденения. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958.
- Царовский И. Д. Фенитизация и мариуполитизация — типы щелочного замещения пород. В кн.: «Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Международный геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13).
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, м-б 1:2 500 000. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. — Зап. Всес. минералог. об-ва, 1955, 84, вып. 2.
- Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы. — Разведка и охрана недр, 1957, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. В кн.: «Материалы ко 2-му Всесоюзному петрографическому совещанию». Ташкент, 1958а.
- Шейнманн Ю. М. Области интрузий в пределах рам складчатости и их значение. — Сов. геол., 1958б, № 1.
- Шейнманн Ю. М. Распределение щелочных комплексов изверженных пород. — Бюлл. науч.-техн. информ. Мин-ва геол. и охраны недр СССР, 1959, № 2.
- Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шерер Д. Ф., Боуэн П. Л. Система анортит—лейцит—кремнезем. В кн.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». М., ИЛ, 1950.
- Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. — Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, 1962, вып. 76.
- Яшина Р. М. Магматическое замещение доломитсодержащих мраморов и его роль в щелочном петрогенезисе юго-восточной Тувы. В кн.: «Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород», посвященной 100-летию со дня рождения Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелино-сиенитовой интрузии с габброидами на примере зональной структуры Коргерадабинского массива (Ю.-В. Тува). В кн.: «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., Изд-во «Наука», 1964.

Bowen N. L. Phase equilibria bearing on the origin and differentiation of alkaline rocks. — Amer. J. Sci., 1945, 243—A.

Bowen N. L., Morey G. The melting of potash feldspar. — Amer. J. Sci., 1922, 4.

Bowen N. L., Ellestad R. B. Leucite and pseudoleucite. — Amer. Mineralogist, 1937, 22, N 5.

- Bowen N. L., Schairer R. B. Crystallization equilibrium in nepheline — albite-silica mixtures in fayalite. — *J. Geol.*, 1938, 46.
- Daly R. A. Origin of the alkaline rocks. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1910, 21.
- Daly R. A. Genesis of the alkaline rocks. — *J. Geol.*, 1918, 26.
- Eckermann H. The process of nephelinization. In: «International Geological Congress Report of the 18 Session. Great Britain, 1948, pt. 3». London, 1950.
- Eckermann H. The petrogenesis of the Alnö alkaline rocks. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala*, 1961, 40.
- Fudali R. F. On the origin of pseudoleucite. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1957, 38, N 3.
- Gillson J. L. On the origin of alkaline rocks. — *J. Geol.*, 1928, 36, N 5.
- Goranson R. W. Silicate-water systems: phase equilibria in the  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$  and  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$  systems of high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, ser. 5, 1938, 35—A.
- Harker A. The natural history of igneous rocks. 1. Their geographical and chronological distribution. London, 1896.
- Holmes A. A suite of volcanic rocks from South-West Uganda containing kalsilite (a polymorph of  $\text{KAlSiO}_4$ ). — *Mineral. Mag.*, 1942, 26, N 177.
- Holmes A. Leucitized granite xenoliths from the potash-rich lavas of Bunyaruguru, South-West Uganda. — *Amer. J. Sci.*, 1945, 243—A.
- Lacroix A. La systématique des roches leucitiques; les types de la famille syénitique. — *C. r. Acad. sci. Paris*, 1926, 182.
- Larsen E. S., Buie B. F. Potash analcime and pseudoleucite from the Higwood Mountains, Montana. — *Amer. Mineralogist*, 1938, 23, N 11.
- Larsen E. S., Buie B. F., Burgess C. H. a. oth. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, pt. 2—4. — *Bull. Geol. Soc. America*, 1941, 52, N. 11—12.
- Lindgren W. Differentiation and ore deposition, Cordilleran region of the United States. In: «Ore deposits of the Western States (Lindgren volume)». N. Y., 1933.
- Martin H., Morna M., Simpson E. S. W. The Damaraland sub-volcanic ring complexes in South-West Africa. In: «International Geological Congress. Report of the 21 Session. Norden, pt. 13. Copenhagen, 1960.
- Mithal R. S., Jain R. S. On the origin of the nepheline-sienite of Kishangarh (Rajasthan). — *J. Sci. Res. Banarus Hindu Univ.*, 1955—1956, 6.
- Niggli P. Gesteins- und Mineral-Provinzen. Bd. 1. Berlin, 1919.
- Pirsson L. V. Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1904, N 237.
- Pirsson L. V. Petrographic province of Central Montana. — *Amer. J. Sci.*, ser. 4, 1905, 20.
- Ristic P. Vulkanske alkalne (leucite) stene oblasti jugozapadno od Gnjlana. — *Arhiv technol.*, Tuzla, 1963, 3.
- Rittmann A. Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuv Magmas. — *Z. Vulkanol.*, 1933, 15, H. 1—2.
- Sahama Th. G. Leucite, potash nepheline, and clinopyroxene from volcanic lavas from Southwestern Uganda and adjoining Belgian Congo. — *Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., pt. 2.
- Schairer J. F., Bowen N. L. Preliminary report on equilibrium relations between feldspathoids, alkali-feldspars and silica. — *Trans. Amer. Geophys. Union 16-th Annual Meet.*, 1935, pt. 1.
- Schairer J. F., Bowen N. L. The system anorthite-leucite-silica. — *Bull., Soc. géol. Finlande*, 1947, 20, N 140.
- Shand S. J. Limestone and the origin of feldspathoidal rocks. — *Geol. Mag.*, 1930, 67.
- Shand S. J. The present status of Daly's hypothesis of the alkaline rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1945, 243—A.
- Smyth C. H. The genesis of alkaline rocks. — *Proc. Amer. Philos. Soc.*, 1927, 66.
- Strauss C. A., Truter F. C. The alkali complex at Spitskop, Sekukuniland. Eastern Transvaal. — *Trans. Geol. Soc. South Africa* (1950), 1951, 53.
- Termier P. Sur la genèse de terrains cristallophylliens. Dans: «Compte rendu de la XI Session du Congrès Géologique international. fasc. 2». Stockholm, 1910.
- Tilley C. E. The gabbro-limestone contact zone Camas Mor, Muck, Inverness-Shire. — *Bull. Commiss. géol. Finlande*, 1947, N 140.

- Tilley C. E. An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye. — Geol. Mag., 1949, 86, N 2.
- Tilley C. E. A note on the progressive metamorphism of siliceous limestones and dolomites. — Geol. Mag., 1951, 88, N 3.
- Tilley C. E. Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis. Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol., pt. 2.
- Tilley C. E. Problems of alkali rock genesis. Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, 113, pt. 3, N 451.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies of the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . Mem. Geol. Soc. America, 1960, N 74.
- Washington H. S. The formation of leucite in igneous rocks. — J. Geol., 1907, 15, N 3, 4.
- Zies E. G., Chayes F. Composition of nepheline and sanidine in a pseudoleucite from Elk Peak, Bearpaw Mountains, Montana. — Bull. Geol. Soc. America, 1958, 69, N 12, pt. 2.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение . . . . .                                                                                                                                                        | 5   |
| Глава I. К истории развития взглядов на происхождение щелочных пород                                                                                                      | 7   |
| Общие гипотезы . . . . .                                                                                                                                                  | 7   |
| История взглядов на происхождение щелочных пород северо-западной части Срединного Тянь-Шаня . . . . .                                                                     | 12  |
| Глава II. Основные черты геологического строения западной части Срединного Тянь-Шаня и прилегающих районов . . . . .                                                      | 16  |
| Северный Тянь-Шань . . . . .                                                                                                                                              | 19  |
| Южный Тянь-Шань . . . . .                                                                                                                                                 | 19  |
| Срединный Тянь-Шань . . . . .                                                                                                                                             | 21  |
| Структурные элементы западной части Срединного Тянь-Шаня . . . . .                                                                                                        | 24  |
| Интрузивные комплексы и их структурное положение . . . . .                                                                                                                | 33  |
| Петрохимическая характеристика магматических пород . . . . .                                                                                                              | 36  |
| Некоторые черты металлоносности гранитоидов различного возраста . . . . .                                                                                                 | 41  |
| Глава III. Щелочные базальтоиды и габброиды северо-западной части Срединного Тянь-Шаня (западно-таласский магматический комплекс) . . . . .                               | 43  |
| Геолого-петрографическое описание щелочных базальтоидов и габброидов северной части Арысь-Угамской глыбово-складчатой зоны (западных отрогов Таласского Алатау) . . . . . | 43  |
| Эффузивные породы Машатской внутренней впадины и связанные с ними субвулканические тела и дайки . . . . .                                                                 | 43  |
| Эффузивы даубабинской свиты . . . . .                                                                                                                                     | 45  |
| Субвулканические тела и дайки . . . . .                                                                                                                                   | 49  |
| Петрохимическая характеристика пород Машатской впадины . . . . .                                                                                                          | 55  |
| Интрузивные породы . . . . .                                                                                                                                              | 55  |
| Массив Ирису . . . . .                                                                                                                                                    | 59  |
| Массив Каинды . . . . .                                                                                                                                                   | 91  |
| Щелочные и субщелочные породы мелких штоков и даек . . . . .                                                                                                              | 93  |
| Щелочноземельные породы юго-западной части Боролдай-Джебаглинской глыбово-складчатой зоны . . . . .                                                                       | 94  |
| Сиениты и граносиениты, залегающие в карбонатных породах кембрия . . . . .                                                                                                | 94  |
| Дайки граносиенит-порфиров, залегающие среди терригенных и кремнистых пород ордовика . . . . .                                                                            | 95  |
| Гидротермально измененные породы . . . . .                                                                                                                                | 96  |
| Краткая характеристика металлоносности щелочного комплекса . . . . .                                                                                                      | 97  |
| Глава IV. Происхождение щелочных пород северо-западной части Срединного Тянь-Шаня . . . . .                                                                               | 101 |
| Происхождение интрузивных щелочных пород . . . . .                                                                                                                        | 101 |
| Происхождение эффузивных щелочных пород . . . . .                                                                                                                         | 109 |
| Петрохимические особенности щелочного комплекса северо-западной части Срединного Тянь-Шаня . . . . .                                                                      | 109 |
| Глава V. Щелочные породы Центрально-Алданского района и их положение в структуре Алдано-Учурского сводового поднятия . . . . .                                            | 112 |
| Структурное положение щелочных пород Центрально-Алданского района . . . . .                                                                                               | 113 |
| Геолого-петрографическое описание мезозойских магматических пород Центрально-Алданского района . . . . .                                                                  | 116 |
| Породы первой фазы . . . . .                                                                                                                                              | 117 |
| Гипабиссальные породы . . . . .                                                                                                                                           | 117 |
| Субвулканические породы . . . . .                                                                                                                                         | 122 |
| Вулканические породы . . . . .                                                                                                                                            | 126 |
| Породы второй фазы . . . . .                                                                                                                                              | 127 |
| Происхождение щелочных пород Центрально-Алданского района . . . . .                                                                                                       | 130 |
| Заключение . . . . .                                                                                                                                                      | 137 |
| Литература . . . . .                                                                                                                                                      | 141 |

# CONTENTS

|                                                                                                                                                                            |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Introduction . . . . .                                                                                                                                                     | 5   |
| Chapter I. Evolution of viewpoints on the origin of alkaline rocks . . . . .                                                                                               | 7   |
| General hypothesis . . . . .                                                                                                                                               | 7   |
| History of the progress of concepts on the origin of the alkaline rocks<br>in the north-western part of Median Tien-Shan . . . . .                                         | 12  |
| Chapter II. Main features in the geological structure of the western part<br>of Median Tien-Shan and adjacent regions . . . . .                                            | 16  |
| Northern Tien-Shan . . . . .                                                                                                                                               | 19  |
| Southern Tien-Shan . . . . .                                                                                                                                               | 19  |
| Median Tien-Shan . . . . .                                                                                                                                                 | 21  |
| The structural elements of western part of Median Tien-Shan . . . . .                                                                                                      | 24  |
| Intrusive complexes and their structural position . . . . .                                                                                                                | 33  |
| Petrochemical characteristic of magmatic rocks . . . . .                                                                                                                   | 36  |
| Some features of metal content in granitoids of different age . . . . .                                                                                                    | 41  |
| Chapter III. Alkaline basaltoids and gabbroids of the north-western part<br>of Median Tien Shan (west-thalassic magmatic complexes) . . . . .                              | 43  |
| Geologo-petrographic description of alkaline basaltoids and gabbroids of<br>the northern part of Aris-Ugamek synclinorium (western spurs of<br>Thalassic Alatau) . . . . . | 43  |
| Effusive rocks of Mashat inner basin and subeffusive bodies and dykes<br>related with them . . . . .                                                                       | 43  |
| Effusives of Daubabin suite . . . . .                                                                                                                                      | 45  |
| Subvolcanic bodies and dykes . . . . .                                                                                                                                     | 49  |
| Petrochemical characteristic of the Mashat basin rocks . . . . .                                                                                                           | 55  |
| Intrusive rocks . . . . .                                                                                                                                                  | 55  |
| Massive Irisu . . . . .                                                                                                                                                    | 59  |
| Kaindi massive . . . . .                                                                                                                                                   | 91  |
| Alkaline and subalkaline rocks of small stocks and dykes . . . . .                                                                                                         | 93  |
| Alkaline-earth rocks of south-western part of Boroldai-Dgebaglinsk block-<br>folded zone . . . . .                                                                         | 94  |
| Syenites and granosyenites, occurring in the carbonite Cambrian rocks . . . . .                                                                                            | 94  |
| Dykes of granosyenite-porphyrries, occurring among terrigenous and<br>siliceous rocks of the Ordovician . . . . .                                                          | 95  |
| Rocks changed hydrothermally . . . . .                                                                                                                                     | 96  |
| A short characteristic of the metal content of the alkaline complex . . . . .                                                                                              | 97  |
| Chapter IV. Origin of alkaline rocks of the north-western part of Median<br>Tien-Shan . . . . .                                                                            | 101 |
| Origin of intrusive alkaline rocks . . . . .                                                                                                                               | 101 |
| Origin of effusive alkaline rocks . . . . .                                                                                                                                | 109 |
| Petrochemical properties of the alkaline complex of the north-western<br>part of Median Tien-Shan . . . . .                                                                | 109 |
| Chapter V. Alkaline rocks of the Central Aldan region and their position<br>in the structure of Aldano-Uchur arched uplift . . . . .                                       | 112 |
| The structural position of the Alkaline rocks of the Central-Aldan region . . . . .                                                                                        | 113 |
| Geologo-petrographic description of Mesozoic magmatic rocks of the Cen-<br>tral-Aldan region . . . . .                                                                     | 116 |
| Rocks of first phase . . . . .                                                                                                                                             | 117 |
| Hypabyssal rocks . . . . .                                                                                                                                                 | 117 |
| Subvolcanic rocks . . . . .                                                                                                                                                | 122 |
| Volcanic rocks . . . . .                                                                                                                                                   | 126 |
| Rocks of second phase . . . . .                                                                                                                                            | 127 |
| Origin of the alkaline rocks of the Central-Aldan region . . . . .                                                                                                         | 130 |
| Conclusion . . . . .                                                                                                                                                       | 137 |
| Bibliography . . . . .                                                                                                                                                     | 141 |



*Татьяна Вячеславовна*

*М о л ч а н о в а*

**Структурное положение,  
петрология и происхождение калиевых  
основных щелочных пород**

*Утверждено к печати*

*Геологическим институтом*

Редактор издательства *Д. А. Туголесов*

Технические редакторы *В. В. Тарасова, Р. М. Денисова*

Сдано в набор 4/1 1966 г. Подписано к печати  
26/V 1966 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Печ. л. 9<sup>1/2</sup>. Усл.  
печ. л. 13,3. Уч.-изд. л. 12,3. Тираж 1100 экз.

Т-08401. Изд. № 951/66 Тип. зак. 725.

*Цена 77 коп.*

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

1-я тип. изд. «Наука». Ленинград, В-34. 9 л., д. 12

