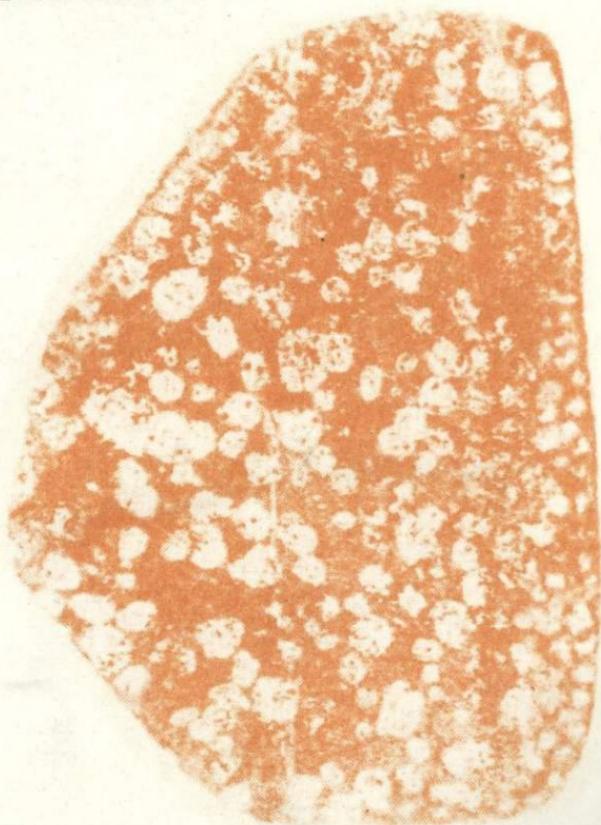


Н. В. Еремеев

ВУЛКАНО-
ПЛУТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
калиевых
щелочных
пород



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Н. В. Еремеев

4198

ВУЛКАНО-
ПЛУТОНИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
калиевых
щелочных
пород



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Еремеев Н. В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984.

Работа посвящена петрологии, минералогии и геохимии глубинной формации калиевых базальтоидов и связанных с ними дифференциатов. Изучение пород проведено на примере двух петрографических провинций, расположенных в разных геотектонических структурах: первая — на шите Сибирской платформы, вторая — в области завершенной нижнепалеозойской складчатости. Кроме того привлечен материал по другим калиевым щелочным провинциям как в СССР, так и за рубежом. Выявлена эволюционная серия ассоциаций калиевых щелочных пород, а в пределах ассоциаций — последовательная во времени смена пород от ранних калиевых гипербазитов к бесфельдшпатоидным щелочным сиенитам. Устанавливается связь естественных ассоциаций калиевых щелочных пород с зонами тектоно-магматической активизации независимо от структур земной коры.

Работа представляет интерес для геологов, петрографов, геохимиков.

Ил. 34. Табл. 30. Библиогр. 141 назв.

Ответственный редактор

кандидат геолого-минералогических наук

Е. В. Свешникова

Николай Васильевич Еремеев

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

*Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии Академии наук СССР*

Редактор издательства *В. П. Большаков*. Художник *Е. Н. Волков*.
Художественный редактор *С. А. Литвак*. Технический редактор *О. В. Аредова*.
Корректор *С. В. Дельвиц*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатющих автоматах

ИБ № 27405

Подписано к печати 14.01.84. Т — 05212. Формат 60 x 90 1/16. Бумага типографская № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,5. Усл. кр.-отг. 8,8. Уч.-изд. л. 11,5
Тираж 600 экз. Тип. зак. 1034. Цена 1 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Щелочные породы калиевой линии химизма — малораспространенные магматические проявления, встречаемые реже, чем натриевые и натриево-калиевые щелочные породы, такие, как нефелиновые сиениты, тералиты и др. Калиевые щелочные породы еще недостаточно изучены [19], особенно в отношении закономерностей их геологического проявления, взаимоотношений с другими магматическими образованиями. Отличаясь многообразием, эти породы образуют пестрые по составу массивы, поэтому необходимо установить их наиболее типичные естественные ассоциации. Калиевые щелочные породы имеют свои особенности минерального состава, химизма и геохимических признаков. Изучение геологического строения и вещественного состава важно для выяснения условий формирования и образования специализированных калиевых расплавов. Последний вопрос связан с общими проблемами щелочного петрогенезиса (источники щелочей, глубина генерации магм и др.). Проявления калиевого магматизма необходимо оценить и в практическом отношении, так как к ним часто приурочены месторождения железа и меди, некоторых редких и благородных металлов, а также нерудные полезные ископаемые (слюды, флюорит и др.). Лейкократовые разности калиевых пород могут быть использованы как комплексное калиево-глиноземистое сырье, а вулканические породы с высоким содержанием калия — в качестве удобрений в сельском хозяйстве.

Выявление особенностей распространения, условий формирования и вещественного состава калиевых щелочных пород проводилось путем сопоставления их проявлений в резко различной геологической обстановке двух петрографических провинций — Алданского щита и палеозойской складчатой области западных отрогов Тянь-Шаня. Исследования, проведенные на основе изучения вышеотмеченных двух щелочных провинций и обобщения литературных материалов по калиевым породам других провинций мира, позволили достаточно полно охарактеризовать особенности геологического положения и вещественного состава калиевых щелочных массивов. При этом в основном рассматривались следующие вопросы: 1) закономерности размещения и геологического положения массивов калиевых щелочных пород; 2) характерные магматические серии пород, отражающие эволюцию калиевого щелочного магматизма в разных типах геологических структур; 3) взаимоотношения между ультраосновными и калиевыми щелочными породами как показатель их генетической или структурно-парагенетической связи; 4) обоснование комагматичности вулканических и плутонических серий пород в единых магматических комплексах; 5) условия формирования калиевых щелочных пород и их связь с глубинными магматическими источниками; 6) рудоносность калиевых щелочных массивов.

В качестве объектов для изучения калиевых щелочных пород были избраны Инаглинский и Якутский магматические комплексы Центрально-Алданской провинции, интрузивные массивы Ирису и Каинды и Даубабинское вулканическое поле Западно-Таласской провинции. Помимо этого, были привлечены материалы наблюдений по другим магматическим комп-

лексам Алданского щита, по Тежсарскому и Ишимскому вулканоплутоническим комплексам, а также литературный материал по другим массивам с калиевыми щелочными породами, известным на территории СССР и за рубежом.

Исследования проводили путем использования связанных между собой геологических, петрографических, минералогических, петрохимических и геохимических методов.

Геологические наблюдения в избранных объектах Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций сопровождалась местами картированием отдельных наиболее важных участков в целях выяснения взаимоотношения магматических тел (например, уточнение строения восточной части массива Ирису; выделение среди инаглинских дунитов тел перидотитов и др.). В итоге были получены новые данные по геохронологии центральноалданских и западноталасских калиевых щелочных пород (24 определения калиево-аргоновым методом были выполнены М.М.Аракелянц в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР).

Петрографическое исследование калиевых щелочных и сопутствующих им пород проведено традиционными оптическими методами, наибольшее внимание было отдано микроструктурам и количественно минеральному составу. Впервые для данных объектов на большом фактическом материале были исследованы порообразующие и другие минералы слагающие калиевые породы, причем оптические методы сочетались с изучением вариаций их состава (49 оригинальных анализов) и элементов-примесей. Анализы минералов производились в центральной химической лаборатории ИГЕМ аналитиками Е.И.Ломейко, Е.М.Нактинас, А.И.Гусевой, Л.М.Крутецкой, Н.В. Королевой, Л.Ф. Карташовой. Часть анализов была выполнена рентгеноспектральным методом в лаборатории ИГЕМ Н.В. Гришиной и С.Е. Борисовским. Для сравнения привлекались литературные материалы.

Петрохимические исследования калиевых щелочных и сопутствующих им пород базировались на 84 оригинальных анализах, выполненных также аналитиками ИГЕМ (И.А.Басалаевой, И.А.Гундиенковой, Л.Н.Зубковой, Л.Ф.Карташовой, Н.В.Королевой, Л.М.Крутецкой, Е.М.Нактинас, Э.И.Тихомировой, О.Г.Унановой). Были использованы немногочисленные опубликованные анализы.

Определение типичных элементов-примесей калиевых щелочных пород основано на использовании многочисленных химических и в меньшей степени, приближенно-количественных спектральных анализов, произведенных лабораториями ИГЕМ. Состав газовой составляющей в калиевых щелочных породах был определен традиционно, в лаборатории Геологического института Кольского филиала АН СССР.

Работа выполнена в ИГЕМ АН СССР в соответствии с планом по теме "Эволюция щелочного магматизма в континентальных структурах земной коры". Автор выражает признательность коллегам по работе Е.Д. Андреевой, В.А.Кононовой, Р.М.Яшиной, которые на разных этапах работы оказывали автору помощь и содействие.

Глава первая

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С КАЛИЕВЫМИ ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Калиевые щелочные породы — это редкие и специфические по составу магматические образования. Для них характерны преобладание калия над натрием и его определяющая роль в составе породообразующих и акцессорных минералов. Калиевые щелочные породы образуют целый ряд естественных ассоциаций, среди которых, по Е.В.Свешниковой доминируют три главные группы: I — ассоциации калиевых ультраосновных бесфельдшпатовидных пород (угандиты, катунгиты, волжидиты, фицроиты и др.); II — ассоциации калиевых основных пород (щелочно-базальтовые, щелочно-габброидные); III — ассоциации лейкократовых калиевых щелочных трахитов и сиенитов. В данной работе рассматриваются калиевые щелочные массивы, сложенные ассоциациями II группы.

Как известно, щелочной магматизм обладает незначительными масштабами проявлений в континентальных структурах. Анализ распространения показывает, что представители калиевой линии химизма встречаются значительно реже, чем представители натровой линии. Самостоятельные массивы калиевых щелочных пород редки. Обычно эти породы входят в состав сложных полиформационных магматических комплексов центрального типа или линейного типа в виде отдельных интрузивных тел, а в пределах вулканических полей образуют лишь часть накопившихся толщ. Таким образом, во многих случаях имеет место пространственная сопряженность калиевых щелочных пород с калиево-натриевыми щелочными породами основного и среднего состава, а также с субщелочными и щелочноземельными породами. Такие сложные многофазные интрузивные или вулканоплутонические массивы с участием калиевых щелочных пород, объединенные в общей магматогенной структуре, названы нами магматическими комплексами с калиевыми щелочными породами или калиевыми щелочными комплексами¹.

Калиевые щелочные комплексы и вулканические поля часто группируются в пределах ограниченных по масштабам площадей, представляющих собой обособленные петрографические провинции. Это вулканические поля и группы вулканических построек побережья Италии, Родопо-Эгейской вулканической провинции, Камчатки, Мадагаскара, Маньчжурии, Кореи и др., а также провинции с интрузивными проявлениями калиевых пород на Юго-Восточном Памире или на Аляске. Для таких территорий, как Алданский щит, Талышская (Азербайджан) и Западно-Таласская провинции, район штата Монтана (США), характерно развитие вулканоплутонических комплексов. Размеры площадей отдельных вулканических полей, интрузивных массивов и вулканоплутонов невелики: один из наиболее крупных —

¹ Комплекс — термин свободного пользования [111], употребляется здесь как структурная тектоно-магматическая единица [100]. Магматическими комплексами с калиевыми щелочными породами нами названы многофазные интрузивные или вулканоплутонические массивы, часто представляющие собой полиформационные образования.

Ишимский комплекс занимает площадь 600 км², обычные размеры от 4 до 40 км² (например, массивы центральной части Алданского щита).

Проявления калиевых щелочных пород известны в разных континентальных структурах: на щитах и древних платформах, в областях консолидированной складчатости разных по возрасту тектоно-магматических циклов. Время их образования также различно: калиевый магматизм известен в палеозое (Ишимский массив в Казахстане, Сыннырский и Сакунский массивы Прибайкаль, Кольбашинское вулканическое поле Киргизии), мезозое (массивы Центрального Алдана и Аляски) и наиболее широко в кайнозое (Тежсарский комплекс Армении, Верхнедункальдыкский массив Памира, Кирганикское вулканическое поле Камчатки, Хайнуд и Берпо провинции Монтана, США). Самый древний из известных калиевых массивов — Пуба (провинция Онтарио, Канадский щит [136]) имеет возраст 2700 млн. лет. Он образовался в системе древней активизации рифта Лаврентия.

Ассоциации калиевых щелочных пород довольно разнообразны по составу. Укажем типичные вулканогенные ассоциации: 1) базальты, трахибазальты, тефриты, лейцититы (Кирганикское поле Центральной Камчатки); 2) эпилейцитовые базальты, эпилейцититы, эпилейцитовые фонолиты, трахиты (Кольбашинское поле Киргизии); 3) щелочные оливиновые базальты, лейцитовые тефриты, щелочные трахиандезиты, лейцитовые фонолиты, щелочные трахиты (Тежсарский комплекс Армении). Для интрузивных проявлений характерны следующие ассоциации пород: 1) калиевые перидотиты и пироксениты, псевдолейцитовые и нефелиновые шонкиниты, сиениты (Монтана, США); 2) псевдолейцитовые пироксениты, псевдолейцитовые сиениты, нефелиновые биотит-гранатовые сиениты, эссекситы (Ишимский комплекс); 3) ассоциация, для которой характерно наличие граната: меланитовый перидотит — меланит-нефелиновый сиенит (ледморит), меланит-биотит-псевдолейцитовый сиенит (бороланит) — лейкократовый сиенит (Лох-Борралан, Шотландия).

Показанные выше особенности размещения калиевых щелочных комплексов в разных континентальных структурах, широкий временной диапазон их образования, а также разнообразие состава самих ассоциаций калиевых щелочных пород — все это вызвало необходимость проведения их сравнительного анализа в целях выяснения связей этих явлений. Такое сопоставление можно было осуществить для достаточно детально изученных калиевых щелочных комплексов, находящихся в разных провинциях. Выбор пал на две контрастные по геологическому строению провинции: Центрально-Алданскую, расположенную на Алданском щите Сибирской платформы, и Западно-Таласскую, находящуюся в пределах рано стабилизированной нижнепалеозойской складчатой области северо-западных отрогов Тянь-Шаня.

В Центрально-Алданской провинции объектами исследований явились сложные по строению и составу комплексы — Инаглинский интрузивный и Якокутский вулканоплутонический.

Инаглинский магматический комплекс ультраосновных и щелочных пород расположен в северо-западной части Центрально-Алданского района, в 30 км к западу от г. Алдан, в верховьях р. Инагли — притока р. Алдан. Первые сведения о породах этого комплекса появились в работах Ю.А. Библина [17], а в дальнейшем исследования проводились И.С. Рожковым и В.И. Кицулом [96], С.М. Кравченко и Е.В. Власовой [63], М.А. Богомоловым [21], А.Ф. Ефимовым [48, 49], Е.П. Максимовым [72–75], А.М. Корчагиным [59, 60], М.П. Орловой и Г.К. Шнай [88] и др.

Якокутский комплекс находится в центральной части района в верховье р. Якокут и его левого притока р. Дикой. Изучением Якокутского

комплекса занимались Ю.А.Билибин [17], С.М.Кравченко [63] и другие исследователи Центрального Алдана. Его геологоструктурную съемку осуществил Е.П.Максимов [73].

Второй регион — Западно-Таласская провинция расположена в пределах единой субширотной зоны, пересекающей фундамент северо-западных отрогов Таласса. Здесь изучались интрузивы Ирису, Каинды и вулканогенное Даубабинское поле.

Интрузив Ирису располагается на водоразделе между верховьями р. Ирису (правой составляющей р. Машат) и долиной р. Аксу. Первое обследование интрузива принадлежит В.А.Николаеву [82]. Позднее этот массив изучали К.Н.Веднланд [23], Т.В.Молчанова [77], М.П.Орлова [87], К.А.Абдрахманов [3], А.Н.Нурлыбаев [84].

Интрузив Каинды находится в 8—10 км северо-восточнее массива Ирису, в Джебаглинском хребте, на водоразделе рек Аксу и Джебаглы. Наиболее детально изучал массив В.А.Николаев [82, 83], позднее его посещали К.А.Абдрахманов [3] и А.Н.Нурлыбаев [84].

Щелочные породы Даубабинского вулканогенного поля залегают на южном склоне хребта Каракуус (правый берег р. Даубаба). Их изучением занимались Т.В.Молчанова [78, 79], М.П.Орлова [86], К.А.Абдрахманов [3], А.Н.Нурлыбаев [84].

При геологических исследованиях данных объектов стояли следующие задачи: провести сравнение геологического строения двух калиевых щелочных провинций между собой в целях определения условий их формирования; уточнить геологическое положение и вещественный состав отдельных калиевых комплексов в обеих провинциях, выявить характерные для них калиевые щелочные интрузивные и эффузивные серии; установить признаки комагматичности интрузивных и вулканических пород в единых магматических комплексах; определить их характерные металлогенические черты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ И ЕЕ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Центрально-Алданской провинцией называют район, расположенный в междуречье Олёкмы и Тимптона, южнее широтного отрезка долины р. Алдан.

На обширном пространстве Алданского щита данная провинция помещается в северной части его центрального сектора (№ 4 на рис. 1). В строении Алданского щита принимает участие кристаллический фундамент, сложенный архейскими толщами и неравномерно развитый платформенный осадочный чехол.

Метаморфические породы архея (кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты) смяты в складки преимущественно меридионального простирания. Широко развиты граниты и гранито-гнейсы, имеются обширные площади интенсивно проявленной гранитизации (Якут-Ыллымахское поле и др.). Складчатые структуры уже в архее были осложнены дизъюнктивами: известны древние протяженные зоны разломов, например субмеридиональная зона дробления вдоль древнего Якутского глубинного разлома [110]. Формирование платформенного чехла на щите происходило весьма длительно. В протерозое осадочный чехол накапливался главным образом в локальных грабенах. В пределах Центрально-Алданской провинции протерозойские отложения отсутствуют, за исключением спорадически развитого маломощного (50 м) плаща песчаников венда, обнажения которых известны вблизи Инаглинского интрузивного комплекса. Более широко распро-

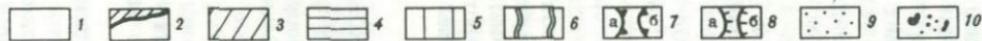
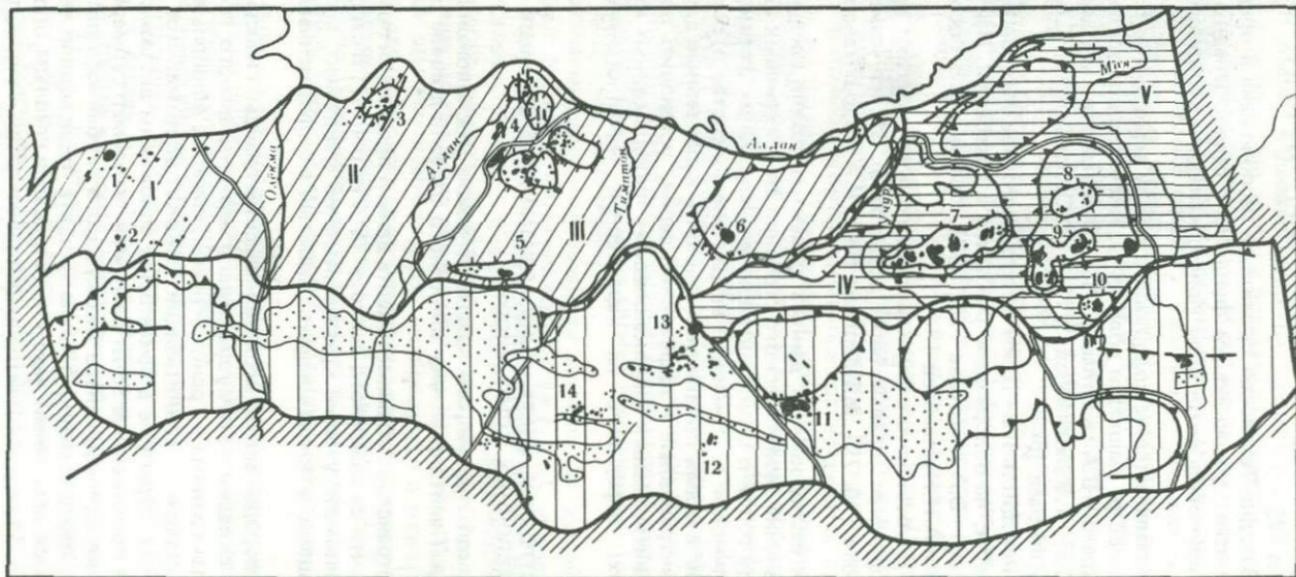


Рис. 1. Схема мезозойской тектоники Алданского щита и размещения районов проявления мезозойского магматизма [75]

1 – северный склон Алданского щита; 2 – складчатые и орогенные области обрамления; 3 – Чаро-Алданская глыба; 4 – Учуро-Майский блок; 5 – Южно-Алданская система впадин; 6 – глыбы и блоки I порядка (I – Чаро-Токкинская, II – Олекмо-Алданская, III – Нимныро-Суннангинская IV – Гынымо-Омнинский, V – Алдано-Майский); 7, 8 – блоки II порядка (поднятия, впадины); 9 – впадины Южно-Алданской системы, заполненные юрско-меловыми и кайнозойскими (на западе) осадками; 10 – районы проявления магматизма (цифры на схеме): 1 – Мурунский, 2 – Урагинский, 3 – Верхнеамгинский, 4 – Центрально-Алданский, 5 – Эвотинский, 6 – Суннангинский, 7 – Кет-Калский, 8 – Одолинский, 9 – Юнско-Даньский, 10 – Томптоканский, 11 – Токинский, 12 – Сутамский, 13 – Ламамский, 14 – Верхнегонамский

странены доломиты и мергели нижнего кембрия мощностью до 680 м. Осадочные отложения от среднего кембрия до триаса отсутствуют. После большого перерыва формировались маломощные толщи нижнеюрских песчаников, алевролитов, аргиллитов, сохранившиеся лишь на относительно опущенных блоках фундамента.

В мезозое Алданский щит претерпел значительную структурную перестройку. Вначале (триас — нижняя и средняя юра) произошло обновление древних глубинных разломов и заложение новых (в пределах данной провинции это Якокутский, Эмельджаковский, Юхтинский, Хатыминский и др.); затем формировались пологие своды, в том числе Центрально-Алданский. С начала верхней юры интенсивность тектонической переработки щита резко возросла и преобладающее развитие получили вертикальные подвиги, определились блоковые структуры разного порядка. По Е.П.Максимову [73], Алданский щит в это время разделился на крупнейшие структуры — глыбы, которые, в свою очередь, были расчленены на крупные и более мелкие блоки (см. рис. 1). Все эти элементы сложноподчиненной блоковой тектоники частично унаследованы от такого же типа нарушений, формировавшихся в архее и протерозое. Однако тектоника щита в мезозое имеет свои особые черты благодаря развитию единой субширотной весьма протяженной зоны тектонической активизации, которая пересекает Алданский щит с запада на восток. Эта зона входит в состав огромного по протяженности Монголо-Байкало-Южно-Якутского рифтового пояса [52].

Центрально-Алданская провинция находится на территории Чаро-Алданской глыбы, на стыке высоко приподнятого Нимгеркано-Суннангинского и опущенного Олёкмо-Алданского блоков. Вдоль их стыка развита система блоков-грабен (Верхнеякокутского, Куранахского и др.) с амплитудой погружения до 500 м. Они сопряжены с поднятыми блоками-горстами (Байанайским, Эльконским, Верхнимимгерканским).

Мезозойский магматизм очень широко проявился в пределах Алданского щита. В своем распространении он тесно связан с зонами наиболее активизированных разломов. Имеется 15 обособленных площадей развития мезозойского магматизма (см. рис. 1). Все они самостоятельные петрографические провинции с присущими им чертами тектоники и магматизма.

Время образования и продолжительность развития мезозойского магматизма оценивали по-разному [17, 18, 104, 63, 76, 19, 74]. При этом выделили четыре этапа магматической деятельности: поздне триасовый—нижнеюрский (200—175 млн. лет), средне-верхнеюрский (175—136 млн. лет), верхнеюрский—нижнемеловой (136—100 млн. лет) и верхнемеловой (100—80 млн. лет). Таким образом, магматизм на щите развивался в промежутке свыше 100 млн. лет. К первому этапу относятся силы субщелочных и щелочноземельных пород (сиенитов, диоритов и гранитов) и проявления траппов. Второй этап характеризуется развитием наземного вулканизма центрального типа лейцитсодержащих вулканитов и щелочных трахитов. В конце этапа формировались тела щелочноземельных монцонитов и сиенит-порфиоров. Третий этап — это период максимального развития интрузивного магматизма главным образом в виде многофазных массивов центрального типа с калиевыми породами щелочно-габброидного, щелочного и субщелочного состава. С четвертым, наиболее поздним этапом связано формирование малых интрузий монцонит-сиенитов и гранитоидов. В это же время вероятно появление диатрем кимберлитов, пространственно совмещенных со щелочными породами (Тобук-Хатастырское поле Центрально-Алданской провинции, Чомполинский узел Верхнеамгинской провинции).

Центрально-Алданская провинция характеризуется особенно широким проявлением мезозойского магматизма. Ее сложноблоковое строение в

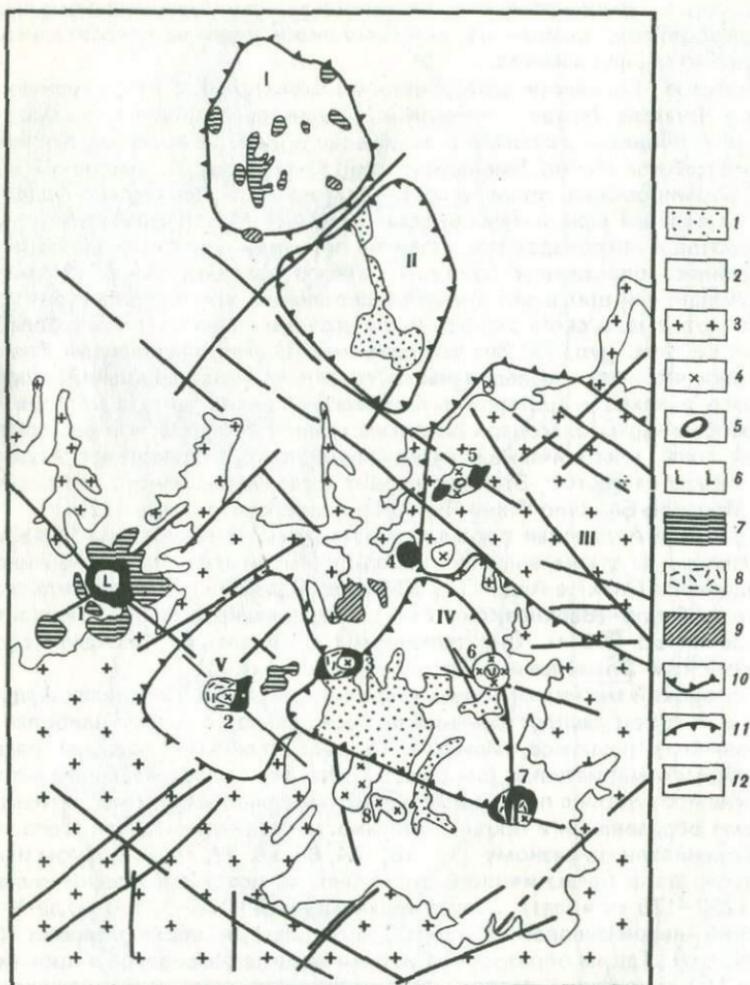


Рис. 2. Схема тектоники и мезозойского магматизма Центрально-Алданской провинции [75]

1 — отложения нижней и средней юры; 2 — отложения нижнего кембрия; 3 — породы кристаллического фундамента; 4 — субщелочные авгитовые сиениты; 5 — щелочные породы (шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, щелочные сиениты); 6 — дуниты; 7 — щелочноземельные роговообманковые сиенит-порфиры и сиенит-диорит-порфиры; 8 — щелочные трахиты, ортоклазовые базальты, их туфы, туфолавы, псевдолейцититы, псевдолейцитовые фонолиты, их туфы и туфолавы; 9 — силлы кварцевых и бескварцевых порфиров, субщелочных трахитов; 10 — горсты (I — Байанайский, III — Эльконский, V — Верхненимгерканский); 11 — грабены (II — Куранахский, IV — Верхнеякокутский); 12 — разломы; магматические комплексы (цифры на схеме): 1 — Инаглинский, 2 — Томмотский, 3 — Якокутский, 4 — г. Стрелка, 5 — Курунг-Савалинский, 6 — Джекондинский, 7 — Ылыммахский, 8 — Юхтинский

связи с мезозойской тектонической активизацией (рис. 2) обусловило расположение магматических тел в узлах пересекающихся разломов, на границах блоков, в разломах, осложняющих наиболее поднятые блоки. Щелочные породы участвуют в строении Якокутского, Томмотского, Ылыммахского, вулcano-плутонических комплексов, интрузивных массивов горы Стрелка, Рябинового, Курунг-Саалинского, Юхтинского и других, а также Инаглинского полиформационного интрузивного комплекса. Кроме того, имеется большое число мелких тел и даек шонкинитов, щелочных сиенитов и других пород, расположенных как вблизи крупных массивов, так и обособленно, обычно в узлах пересечения нарушений. Наибольший интерес для изучения щелочного магматизма представляют сложные многофазные комплексы, поэтому рассмотрим особенности строения двух из них — Инаглинского полиформационного и Якокутского вулcano-плутонического.

ИНАГЛИНСКИЙ ПОЛИФОРМАЦИОННЫЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Инаглинский комплекс (рис. 3) расположен в северо-западной части Центрально-Алданской провинции, у края Олёкмо-Алданского опущенного блока, характеризующегося широким развитием платформенного нижнекембрийского чехла и наличием протерозойских отложений. Вблизи Инаглинского комплекса архейские метаморфические породы фундамента выступают в мелких приподнятых блоках. Блоковое строение фундамента связано с многократным обновлением крупного северо-западного Юхтинского разлома, сопровождаемого системами параллельных и перпендикулярных ему нарушений. Нижнекембрийские породы платформенного чехла представлены доломитами и известняками юдомской свиты, залегающими почти горизонтально. Вблизи Инаглинского комплекса карбонатные породы приподняты, образуя вокруг него куполовидную структуру диаметром 10–12 км. Архейский фундамент здесь также приподнят на высоту 200–300 м [60]. В ореоле Инаглинского комплекса широко развиты мезозойские щелочноземельные изверженные породы, которые образуют свой магматический узел, структурно совпадающий с Инаглинским комплексом. Силлы, лакколиты и дайки сиенит-диорит-порфиритов и более поздних сиенит-порфиритов залегают внутри толщ платформенного чехла.

Инаглинский комплекс имеет в плане округлую форму с площадью около 20 км². Характерно кольцевое строение: в центре расположен шток дунитов, окруженный кольцом щелочных пород — шонкинитов и щелочных сиенитов (см. рис. 3). Широко распространенные жилы перидотитов встречаются как среди щелочных пород, так и внутри штока дунитов.

Дуниты в первичном залегании непосредственно нигде не контактируют с шонкинитами, обычно их разделяет узкая (до 50 м) полоса перидотитов. Среди шонкинитов в северной, юго-западной и южной частях комплекса расположены крупные отторженцы дунитов; в северной части среди шонкинитов имеются также участки скоплений мелких (1–10 см) ксенолитов дунитов, почти не претерпевших изменений, кроме узкой (1–2 мм) каемки перекристаллизации.

Перидотиты в Инаглинском массиве отмечались исследователями [21] лишь в виде узкой полосы в зоне контакта дунитов с более поздними шонкинитами. Упоминание о наличии перидотитов внутри дунитового штока имеется в работе И.С.Рожкова и В.И.Кицула [96]. Наши исследования [45] позволили установить, что, помимо так называемой приконтактной оторочки, перидотиты, имеющие повышенное содержание калия, образуют самостоятельные дайкообразные тела внутри штока дунитов. Протяжен-

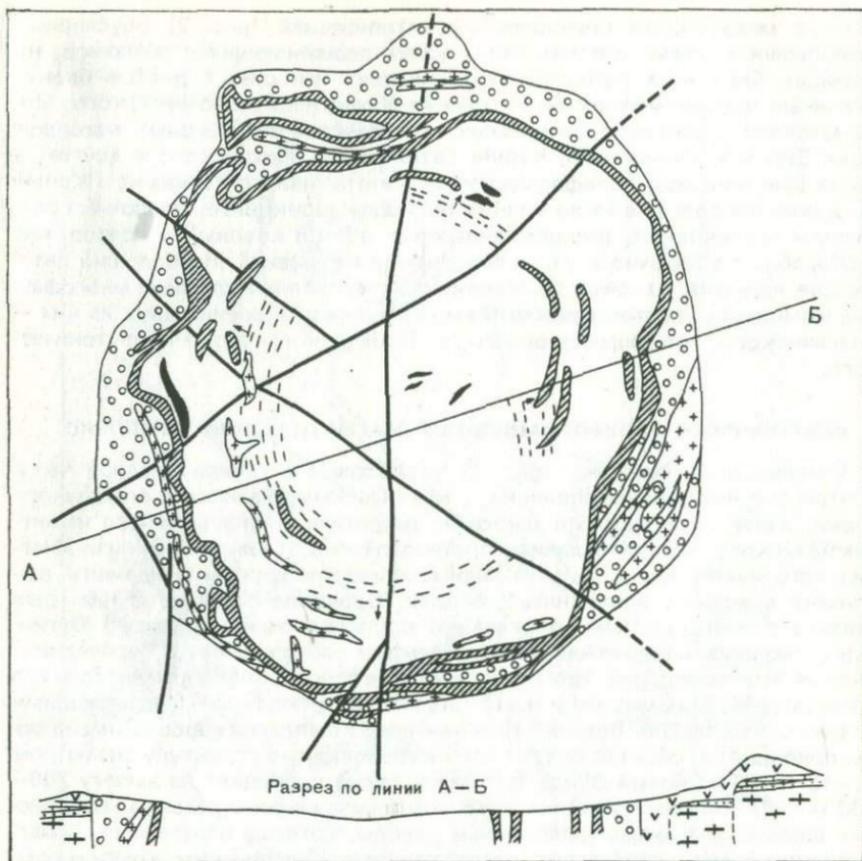


Рис. 3. Схема строения Инаглинского магматического комплекса. Составлена автором с использованием схемы А.М. Корчагина [59]. Структуры вмещающих массив толщ показаны только на разрезе

1 — щелочные сиениты; 2 — шонкиниты; 3 — калиевые перидотиты; 4 — поля перидотитов; 5 — дуниты; 6 — сиенит-порфиры и сиенит-диорит-порфиры; 7 — доломиты нижнего кембрия; 8 — гравелиты, песчаники рифея; 9 — кристаллические сланцы и гнейсы архея; 10 — разломы; 11 — зоны пироксен-флогопитовых метасоматитов

ность отдельных тел по естественным выходам 30–50 м а видимая мощность порядка 10 м. Обнаружено 9 таких тел неизмененных перидотитов, приуроченных к концентрическим зонам рассланцованных дунитов и имеющих с последними резкие контакты. Следовательно, они образовались значительно позже дунитов и представляют собой самостоятельную фазу, что вносит коррективы в представление Е.П. Максимова [73] о перидотитах как о эндоконтактной фации дунитового штока.

Более сложные взаимоотношения у перидотитов с шонкинитами. Перидотиты образуют в шонкинитах отдельные ксенолитные тела размером от

1—2 до 30 м. В зонах контактов перидотитов с шонкинитами в последних автор впервые обнаружил полосы, выделяющиеся скоплениями мелких обломков перидотитов. Вместе с тем в некоторых обнаженных перидотит-шонкинитовых контактах можно наблюдать узкие (2—20 см) зоны, сложенные переходными породами — полевошпатовыми перидотитами и меланшонкинитами. В западной части дунитового штока в обнажении одного из дайкообразных тел шонкинитов, секущих дуниты, нами также наблюдалась узкая (5—10 см) контактная зона полевошпатовых перидотитов. На обоих концах выклинивающегося тела шонкиниты сменяются меланократовыми разностями, постепенно переходящими также в полевошпатовые перидотиты. Последние имеют резкий контакт с дунитами.

Таким образом, в пределах Инаглинского комплекса геологическое положение тел перидотитов разнообразное: это, во-первых, интрузивные тела перидотитов в дунитах, во-вторых, ксенолитные тела перидотитов в шонкинитах и, в-третьих, перидотиты зон контактов между дунитами и шонкинитами. Перидотиты этих зон, соприкасающиеся с шонкинитами, также имеют интрузивный облик и такой же характер самого контакта и лишь в очень узкой зоне проявляются признаки контактово-реакционного взаимодействия их с шонкинитами. И наконец, встречаются породы состава полевошпатовых перидотитов, образующие периферическую оторочку мелких шонкинитовых тел.

Интрузивное кольцевое тело шонкинитов имеет ширину от десятков метров до 500 м. Падение боковых контактов в общем субвертикальное, но на отдельных интервалах падение контакта с дунитами более пологое (40—50°). Шонкиниты весьма неоднородны по составу, в них, кроме многочисленных ксенолитов дунитов и перидотитов, встречаются также ксенолиты скарированных известняков. Внешний контакт шонкинитов с вмещающими толщами осложнен многократно обновлявшимся кольцевым разломом. Здесь развита зона брекчирования мощностью 1—5 м, где имеются обломки известняков и кристаллических пород фундамента, сцементированных не только мелкообломочным материалом, но местами также тонкозернистым шонкинитом [59].

Щелочные сиениты — последняя интрузивная фаза Инаглинского комплекса. Мелкие (мощностью 1—2 м) и более крупные (до 50 м) дайкообразные тела залегают в общем согласно со структурным планом тела шонкинитов или же секут их вдоль радиальных разломов. Щелочные пегматиты тесно связаны со щелочными сиенитами общностью состава и распространения. Особенно часто наблюдаются серии жил вдоль зон кольцевых и линейных нарушений в дунитах; в шонкинитах жилы пегматитов проявляются реже. С развитием щелочных сиенитов и их пегматитов местами связано образование небольших тел альбит-эгриновых метасоматитов. Гораздо более широкое распространение получили калиевые постмагматические процессы изменения пород. Слюдоносные метасоматиты и ослюденелые дуниты, перидотиты, шонкиниты встречаются во всех участках комплекса, обычно вдоль разнообразных зон нарушений концентрического плана.

История формирования Инаглинского магматического комплекса представляется автору следующей. Первым образовался дунитовый шток. Его боковые ограничения представили благоприятную зону для развития кольцевого разлома по которому в начале мезозоя стала подниматься щелочно-земельная магма и образовались силлы, лакколиты сиенит-диорит-порфири-тов. Активизация тектонических движений и напор глубинной магмы привели к подъему блоков фундамента и тела дунитов с образованием общей куполовидной структуры, в которой приняли участие осадочные толщи чехла и залегающие в них силлы [21, 59]. В это же время по кольцевому раз-

лomu внедрилась сначала калиевая перидотитовая, а затем шонкинитовая магма. Последним появился остаточный расплав, из которого кристаллизовались щелочные сиениты и пегматиты. Внедрение щелочных магм сопровождалось широким развитием ослюденения. Таким образом, формирование мезозойских пород Инагдинского комплекса происходило в обстановке длительной тектонической активизации данной локальной структуры с многократным внедрением магм резко различного состава. В итоге образовалась характерная серия интрузивных пород: калиевые перидотиты — шонкиниты — щелочные сиениты.

ЯКОКУТСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Якокутский комплекс образовался в подвижной зоне разломов на стыке относительно опущенного Верхнеякокутского грабена и приподнятого Верхненимгерканского горста. Здесь же в архейском фундаменте расположен древний меридиональный Якокутский разлом, активизированный в мезозое.

Вещающиеся породы — толща доломитов нижнекембрийской юдомской свиты. На севере и юге вблизи магматического комплекса доломиты перекрыты терригенными отложениями юхтинской свиты нижней и средней юры — конгломератами и песчаниками с маломощными прослоями туфов. Породы фундамента вблизи комплекса на обнажены, в пределах Верхненимгерканского блока они расположены под плащом мощностью 400—600 м. Западнее Якокутского комплекса и вблизи его контакта в доломитах залегают более древние, чем породы комплекса изверженные породы — пластовые тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров (верхний триас — нижняя юра).

Якокутский комплекс (рис. 4) в плане имеет форму эллипса, вытянутого на восток-северо-восток; его площадь около 28 км². Это вулканоплутонический комплекс весьма сложного строения, с остатками вулканической толщи и с многочисленными интрузивными телами щелочных и щелочно-земельных пород.

Вулканогенная толща сохранилась в реликтах эродированной и тектонически нарушенной кальдеры, которая, по мнению С.М.Кравченко [62, 65], первоначально представляла собой провал глубиной около 400 м, выполненный тремя толщами вулканитов: нижняя сложена игнимбритами, вулканическими брекчиями и лавами лейцитовых тефритов и ортоклазовых трахибазальтов мощностью около 100 м; средняя состоит из тефритов, лейцитовых фонолитов и лейцититов, их брекчий и туфов (100—150 м); верхняя толща — из лейцитовых и биотитовых трахитов, их брекчий и игнимбритов (порядка 250 м). В нижней толще автором впервые были обнаружены измененные лимбургиты, а в средней — тефриты. Среди вулканитов отмечаются также некки и дайки эффузивов. В целом в разрезе вулканитов Якокутского комплекса эффузивы преобладают над пирокластами в отличие от Джекондинского и других вулканоплутонических комплексов Центрально-Алданской провинции, где пирокласты составляют 70—80% всех вулканических пород [65].

Интрузивный магматизм следовал за вулканизмом; при этом произошло активное воздействие на вулканические толщи, которые подверглись дроблению, а также интенсивному ороговикованию и ослюденению. Судя по геологическим наблюдениям, первым у юго-западного края кальдеры сформировалось небольшое тело шонкинитов; здесь же автором впервые были найдены глыбы ослюдененных пироксенитов. Затем на юго-западе и

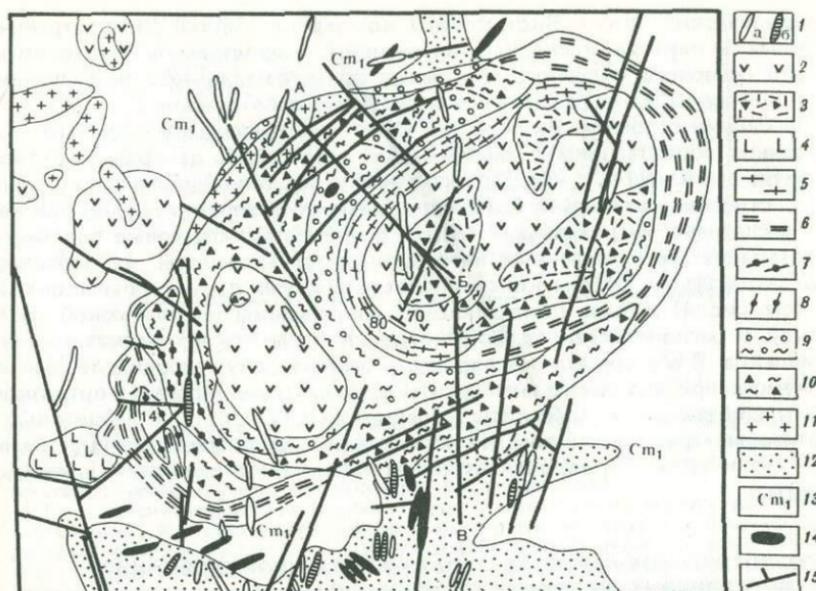


Рис. 4. Схема геологического строения Якокутского вулcano-плутонического комплекса [73-75]

1 — дайки сиенит-порфиров, бостонитов (а), тингуаитов, сельсбергитов (б); 2 — авгитовые сиениты и сиенит-порфиры; 3 — трахиты и их эруптивные брекчии; 4 — кварцевые сиенит-порфиры; 5 — щелочные сиениты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — нефелин-псевдолейцитовые сиениты; 8 — шонкиниты; 9 — эпилейцитовые сиенит-порфиры; 10 — лейцитовые тейфриты, фонолиты и лейцититы, их туфы и туфолавы; 11 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 12 — нижне-среднеюрские песчаники; 13 — нижнекембрийские доломиты; 14 — нерки; 15 — разломы

северо-востоке выделились крупные полукольцевые тела псевдолейцитовых и связанных с ними нефелиновых сиенитов. Вслед за ними образовалось неполнокольцевое тело щелочных сиенитов. Щелочной магматизм сопровождался широко проявленными процессами ослюденения. После этого образовалась серия экструзий и других субвулканических тел трахитов и сиенит-порфиров, расположенных в виде внешней неполнокольцевой зоны и отдельных тел, секущих более ранние образования. Наиболее поздние интрузивные тела — сложные штоки авгитовых сиенитов, два из них расположены в центре комплекса.

В пределах Якокутского комплекса и особенно в его окружении широко проявлены дайки мощностью 1-3 м, их скопления и даже пояса. Они представлены псевдолейцитовыми тингуаитами, шонкинитами, пикритами, псевдолейцитовыми фонолитами, сиенит-порфирами. Часть даек, по-видимому, синхронна образованию интрузивных тел в пределах комплекса, другая часть (тингуаиты и сиенит-порфиры) прорывает все магматические тела комплекса и является более поздней.

Наблюдения над геологическими взаимоотношениями Якокутского магматического комплекса с вмещающими толщами затруднены вследствие постинтрузивного обновления ограничивающих комплекс зон разломов. В доступных наблюдениях обнажениях доломитов нижнего кембрия у юго-восточного контакта отмечается образование форстеритовых мраморов. В

периферических частях Якокутского комплекса широко распространены крупные и мелкие ксенолиты интенсивно скарнированных доломитов. Вблизи северного и южного контактов примыкающие юрские песчаники ороговикованы, в них развит мелкокристаллический эгирин.

По своему строению Якокутский комплекс относится к сложным многофазным образованиям с бифокальной структурой центрального типа. Развитие его началось с кальдерного проседания, заполнившегося вулканами; строение кальдеры в настоящее время восстановить трудно, так как оно расчленено интрузивными телами и претерпело блоковые подвижки. Образование многочисленных интрузивных тел кольцевой, дугообразной и штокообразной формы контролировалось двумя структурными центрами (см. рис. 4) и было тесно связано с напряженной тектонической обстановкой в регионе в период формирования Якокутского магматического комплекса. В его пределах имело место развитие двух ассоциаций: ранней вулканогенной (калиевые лимбургиты — лейцитовые тефриты и ортоклазовые трахибазальты — лейцититы — лейцитовые фonoлиты — лейцитовые и биотитовые трахиты) и поздней интрузивной (флогопитовые пироксениты — шонкиниты — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты — щелочные сиениты).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-ТАЛАССКОЙ ПРОВИНЦИИ И ЕЕ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ

Западно-Таласская провинция калиевых щелочных пород расположена в северо-западных отрогах Таласского Алатау; административно район входит в Чимкентскую область Казахской ССР

При тектоническом районировании Тянь-Шаньской складчатой области выделяется система Срединного Тянь-Шаня, имеющего сложное строение, в котором принимают участие нижнепалеозойские и герцинские складчатые структуры. Территория Западно-Таласской петрографической провинции относится к самой западной части Срединного Тянь-Шаня, к ее Боролдай-Джебаглинской складчато-глыбовой зоне субширотного простирания [79], приподнятой относительно соседних зон и отделенной от них глубинными разломами. Фундамент сложен верхнепротерозойскими толщами метаморфизованных терригенных, вулканогенных и карбонатных пород с небольшими проявлениями кислого магматизма. На них залегают терригенные толщи нижнего палеозоя, смятые в складки северо-западного простирания. В конце ордовика произошло общее поднятие глыбово-складчатой зоны и образование суши. Начиная с верхнего девона усилились дифференциальные блоковые подвижки и началось образование впадин с накоплением в них грубообломочных отложений. Дальнейшее опускание впадин привело к трансгрессии мелкого моря и отложению осадков нижнего карбона. В среднем и верхнем палеозое активизация глубинных разломов была особенно интенсивной. В это время в Боролдай-Джебаглинской зоне проявился щелочной магматизм, а в смежных с ней более южных блоковых зонах — гранитный и базальтовый магматизм [84].

Калиевый щелочной магматизм в своем развитии тесно связан с субширотной системой глубинных разломов, не дошедших до поверхности; их положение определено благодаря геолого-геофизическим работам. На пересечении глубинных разломов с поперечными нарушениями и локализовались проявления магматизма с участием калиевых щелочных пород: Даубабинское вулканическое поле, массивы Ирису, Каинды (рис. 5). Все эти магматические проявления входят в состав Западно-Таласской

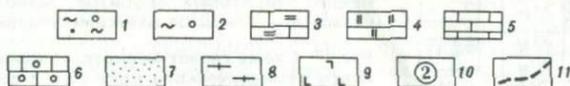
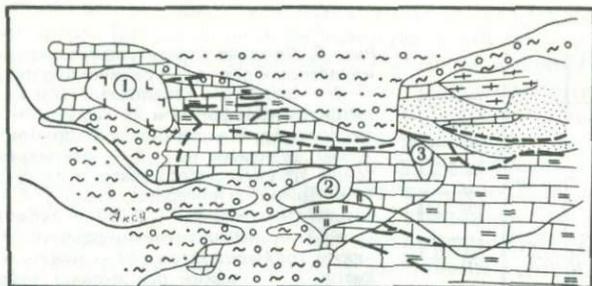


Рис. 5. Схема геологического положения интрузивных массивов Ирису (2), Каинды (3) и Даубабинского вулканического поля (1) в пределах Западно-Таласской провинции. Составлена автором с использованием геологической карты Южного Казахстана, подготовленной под редакцией Ш.Е. Есенова (1969 г.)

1 — четвертичная система, верхний отдел; 2 — плиоцен и нижний отдел четвертичной системы; 3 — каменноугольная система, турнейский ярус; 4 — каменноугольная система, намюрский ярус; 5 — каменноугольная система, визейский ярус; 6 — девонская система, фаменский ярус; 7 — девонская система, живетский ярус среднего отдела, франский ярус верхнего отдела; 8 — кембрий, средний и верхний отделы; 9 — средний палеозой, щелочные вулканы; 10 — исследуемые объекты: 1 — Даубабинское поле, 2 — массив Ирису, 3 — массив Каинды; 11 — разломы

провинции калиевых щелочных пород. Таким образом, тектоническое развитие этой провинции в верхнем палеозое характеризуется сменой субплатформенной обстановки, установившейся в среднем палеозое, на режим интенсивных блоковых движений фундамента с активизацией системы субширотных глубинных разломов и подъемом магматических расплавов.

ДАУБАБИНСКОЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЕ ПОЛЕ

Даубабинское поле вулканитов образовалось в пределах Машатской впадины — наложенной структуры, развивающейся в связи с блоковыми подвижками фундамента в среднем палеозое [79]. Впадина располагается в западной части Боролдай-Джебаглинской блоковой зоны, имеет площадь $15 \times 8 \text{ км}^2$ и ориентирована в широтном направлении. С востока впадина ограничена субмеридиональным разломом, образовавшимся в период вулканической деятельности, так как в зоне этого разлома брекчированные известняки цементированы трахитами. На западе вулканиты перекрыты мезо-кайнозойскими отложениями.

Вулканогенные толщи с несогласием залегают на известняках, доломитах и мергелях нижнего карбона. В средней части поля стратифицированные толщи лежат субгоризонтально, в северной и западной частях падение пластов вулканитов достигает $30-40^\circ$ (к центру). Видимая мощность разреза вулканитов колеблется от 200 м на западе до 600 м на востоке; предполагается, что часть верхних горизонтов уничтожена эрозией. Наиболее полный разрез вулканических толщ (рис. 6), по данным К.А. Абдрахманова [2], составляет 1200—1450 м. В основании разреза лежит горизонт лапиллиевых туфов анальцимовых базальтов. В нижней части разреза преобладают щелочные ортоклазовые трахибазальты и их туфы. Выше по-

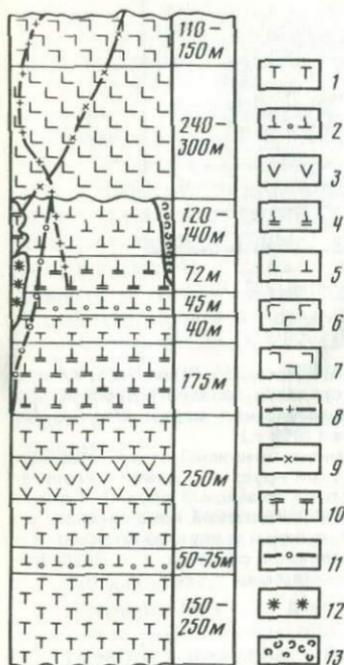
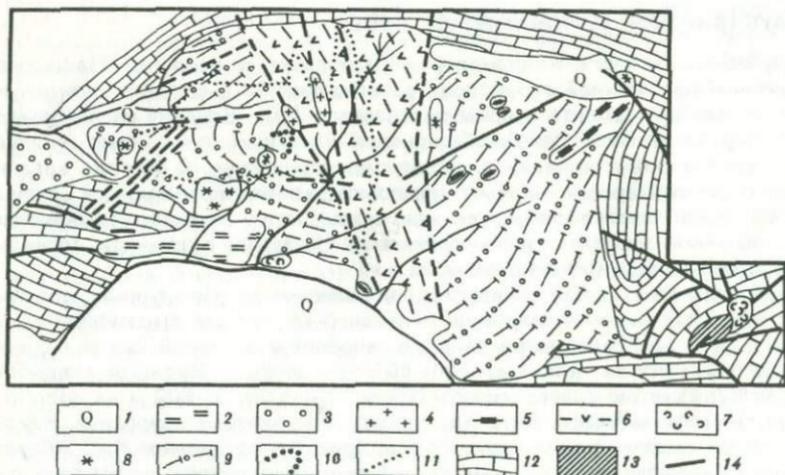


Рис. 6. Сводная стратиграфическая колонка вулканогенных пород Даубабинского поля [3]

1 — щелочные трахибазальты и их туфы; 2 — лейцитовые тефриты и их туфы; 3 — трахибазальты (лавы); 4 — лейцитовые фonoлиты, тефриты (лавы, агломераты); 5 — лейцитовые и биотитовые трахиты (агломераты и их туфы); 6 — латиты (лавы, агломераты, туфы); 7 — трахиандезиты (лавы и туфы); 8-13 — субвулканические тела: 8 — дайки сиенит-порфиров, 9 — дайки и некки трахиандезитов, 10 — некки и штоки трахитов, 11 — дайки лейцитовых тефритов, 12 — некки лейцитовых тефритов, щелочных трахибазальтов, 13 — шток шонкинит-порфиров

Рис. 7. Схема геологического строения Даубабинского вулканического поля [84] с дополнениями и изменениями, сделанными автором

1 — четвертичные отложения; 2 — глины, известняки верхнего мела; 3 — глинистые и углистые сланцы, конгломераты юры; 4, 5 — верхнепалеозойские образования Даубабинского поля, субвулканические тела: 4 — сиенит-порфиры, 5 — трахиты; 6 — верхняя вулканогенная толща — латиты и трахиандезиты, их туфы и агломераты; 7, 8 — субвулканические тела: 7 — шонкинит-порфиры, 8 — лейцитовые тефриты и щелочные базальты; нижняя вулканогенная толща; 9 — пирокласты и лавы лейцитовых тефритов, ортоклазовых трахибазальтов, дейцитовых фonoлитов с прослоями лейцититов и пикрит-базальтов; 10 — дайки щелочных базальтоидов; 11 — площадь распространения пропилитизации вулканитов; 12 — известняки, доломиты, мергели нижнего карбона; 13 — известняки и глинистые сланцы верхнего девона; 14 — тектонические нарушения



являются лейцитовые тефриты, лейцититы и лейцитовые фонолиты с туфами и лавобрекчиями. Здесь были обнаружены маломощные горизонты калиевых пикритов. Верхнюю часть вулканогенной толщи подстилает вулканомиктовый конгломерат с гальками известняков и щелочных базальтоидов, за которым следуют покровы, туфы и лавокласты лейкократовых трахибазальтов, латитов и трахиандезитов. В пределах Даубабинского поля (рис. 7) вулканы нижней части разреза распространены в восточной и западной частях, а в центре в тектоническом клине обнажены вулканы верхней части разреза. В общей массе разреза вулканических пород пирокластический материал составляет более 50%. Извержение материала происходило главным образом из аппаратов центрального типа. Сохранились неки, выполненные жерловой фацией эффузивных пород (тефритов, трахибазальтов, трахитов); вокруг некоторых из них отмечается концентрация грубообломочного вулканогенного материала, а также крупные обломки известняков вмещающих толщ; стратифицированные отложения и покровы лав вблизи некков падают периклинально; здесь же встречаются мелкие маломощные дайки эффузивных пород.

В пределах Даубабинского поля развиты штоки и дайки, секущие весь разрез вулканической толщи или его нижнюю часть (см. рис. 6). Крупный шток трахитов и сиенит-порфиоров (0,8 x 0,6 км²) расположен в восточной части поля, в эндоконтакте его образовалась эруптивная брекчия. Вблизи устья р. Алмалы, в 300 м от слияния ее с р. Даубабой, среди трахитов расположен шток шонкинит-порфиоров площадью около 100 м², сопровождаемый мелкими телами. Другой шонкинитовый шток имеется вне пределов вулканогенного поля, восточнее его (см. рис. 7). Шонкинит-порфиры прорывают нижнюю часть вулканической толщи: по данным Т.В. Молчановой [79], в толще лейцитовых тефритов встречены ксенолиты шонкинитов. Многочисленные дайки сиенит-порфиоров, трахитов и андезитов, щелочных базальтоидов, лейцититов образуют сближенные серии вдоль разломов, секущих толщу, реже выходят за ее пределы.

Формирование Даубабинского вулканического поля происходило в несколько этапов: постепенное накопление пирокластов и лав было связано с развитием некков центральных аппаратов. Между нижней и верхней частями толщи вулканических пород был некоторый перерыв вулканической деятельности с образованием осадочного конгломерата; в это время возникли штоки шонкинит-порфиоров. Последний этап магматизма выразился в развитии штоков и даек преимущественно трахит-сиенитового состава. С ними связано развитие площадной пропилитизации.

В целом для Даубабинского поля установлена следующая щелочная вулканическая серия пород: калиевые пикриты — ортоклазовые трахибазальты — лейцитовые тефриты — лейцититы — лейцитовые фонолиты — трахиты. Интрузивная (субвулканическая) серия представлена шонкинит-порфирами и сиенит-порфирами.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ИРИСУ И КАИНДЫ

Массивы Ирису и Каинды расположены в пределах той же самой Борлдай-Джебаглинской блоковой зоны, восточнее Даубабинского вулканического поля (см. рис. 5).

Интрузивный массив Ирису приурочен к пересечению нарушений субмеридионального направления с субширотным скрытым глубинным разломом. Севернее и южнее массива вмещающие толщи осложнены серией широтных надвигов. Сам массив пересекается рядом субмеридиональных и примыкающих к нему разломов на отдельные блоки.

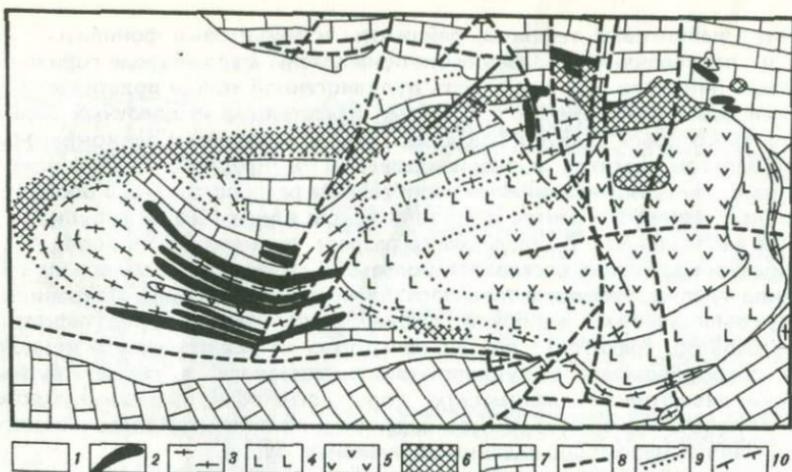


Рис. 8. Схема геологического строения массива Ирису. Составлена на основании карты А.Н. Нурлыбаева, А.Г. Панченко [84] с дополнениями: по западной части — по данным А.А. Куденко и др. [67], по восточной — по данным автора, Е.В. Свешниковой и Е.Д. Андреевой

1 — четвертичные отложения; 2 — скарны; 3 — сиениты и монзониты; 4 — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; 5 — шонкиниты; 6 — пироксениты; 7 — известняки карбона; 8 — разломы; 9 — достоверные и условные границы; 10 — границы обнаженной восточной части массива

В плане массив имеет форму эллипса, вытянутого в широтном направлении (рис. 8). Общая площадь массива составляет около 20 км², но его западная часть перекрыта неоген-четвертичными конгломератами, а на поверхности выходит только восточная часть площадью около 8 км². Вмещающими породами являются визейские известняки, доломиты и мергели с маломощными прослоями алевролитов, смятые в простые складки широтного простирания. Направление северного и южного контактов массива в общих чертах согласно с простиранием вмещающих пород, а западный и восточный — резко секущие. Проведенные в отдельных случаях замеры показали, что контактовые плоскости имеют чаще всего углы падения, близкие к вертикальному.

В строении массива Ирису принимают участие (в возрастном порядке от более древних к молодым) пироксениты, шонкиниты, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, сиениты и монзониты, а также многочисленные дайковые породы, представленные сиенит-порфирами, сиенит-мегматитами и аплитами.

Пироксениты слагают протяженное трещинного типа тело вдоль северного и западного контактов массива шириной 100—200 м, а также отдельные штоки. Один из штоков биотитовых пироксенитов установлен бурением в южной, не вскрытой части массива. Эти породы встречаются также в виде мелких ксенолитов (до 0,5 м) среди шонкинитов и меланократовых сиенитов. Близ северного контакта во вмещающих известняках расположены мелкие штокообразные сателлиты пироксенитов. Сам северный контакт основного тела пироксенитов субвертикальный и резкий, с мелкими апофизами в известняки. Последние подвергались мраморизации и орогованию с развитием тремолита и волластонита [2]. Одно из упомянутых выше тел полевшоплатовых пироксенитов, с раз-

мером выхода 50 x 80 м, залегающее среди шонкинитов, по мнению А.Н. Нурлыбаева [84], представляет собой вулканический аппарат, сложенный лейцитовыми базальтами, лейцититами, фергусит-порфирами и другими породами. Были проведены контрольные маршруты со сбором полевого каменного материала, обработка и исследование которого показали отсутствие в мелкозернистых полевошпатовых пироксенитах признаков, указывающих на вулканогенную природу этих пород [102].

Шонкиниты образуют тело овальной формы площадью около 3 км², а также отдельные трещинные тела в северной и западной частях массива. Контакты с пироксенитами, наблюдавшиеся в северной части массива, отчетливые. Шонкиниты здесь активно контактируют также с известняками, вызывая мраморизацию и скарнирование [102].

Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты образуют субкольцевое тело вокруг основного тела шонкинитов. Контакты с последними резкие. Со стороны внешнего контакта псевдолейцитовые сиениты контактируют как с известняками, так и с более поздними сиенитами и монцонитами. Последние располагаются в виде прерывистой полосы мощностью около 200 м по периферии массива, а также в виде отдельных тел. По данным К.А. Абдрахманова [2], с внедрением сиенитов и монцонитов связано формирование известковых скарнов и околоскарновых пород калишпат-плагноклаз-пироксенового и калишпат-меланит-эпидотового состава. Известковые скарны замещают более ранние магнезиальные тремолит-волластонитовые метасоматиты.

В пределах массива, особенно в его восточной половине, широко проявлены дайки лейкократовых сиенит-порфиров и сиенит-пегматитов мощностью от 1 до 10—15 м, ориентированные в меридиональном или широтном направлении.

При формировании массива Ирису определяющими являлись трещинные зоны субширотного простирания, неоднократно обновлявшиеся в процессе всей магматической и постмагматической деятельности. Это подтверждается общей субширотной вытянутостью массива и отдельных интрузивных тел, а также субширотной линейно-плоскостной первичной ориентировкой минералов и полосчатых текстур.

А.Н. Нурлыбаев [84] считает, что образование массива началось с внедрения лейцитовых базальтоидов, лейцититов, фонолитов, составляющих жерловую фацию субвулкана. Затем сформировался шток шонкит-порфиров, после чего по кольцевым трещинам началось внедрение интрузивных пород. Результаты наших геологических и петрографических исследований [102] не позволяют согласиться с представлениями А.Н. Нурлыбаева о наличии в пределах массива Ирису вулканического аппарата и, следовательно, с его представлением о массиве как о вулcano-плутоническом комплексе. Следует отметить, что среди шонкинитов и нефелиновых сиенитов встречаются мелкие ксенолиты темных тонкозернистых пород, обладающих роговиковой структурой и имеющих порфиробласты диопсида, замещенного по краям гастингситом. Не исключено, что это интенсивно преобразованные реликты каких-то эффузивов или пород даек, а возможно, это метаморфизованные ксенолиты сланцев.

Последовательность образования интрузивных тел массива Ирису представляется следующей: пироксениты → шонкиниты → псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты → сиениты. Что касается монцонитов, то о времени их внедрения данных у нас пока нет. В работе также не рассматривается история развития даек, являющихся дериватами магм разных фаз.

Интрузивный массив Каинды расположен восточнее массива Ирису в той же субширотной Боролдай-Джебаглинской блоковой зоне и при-

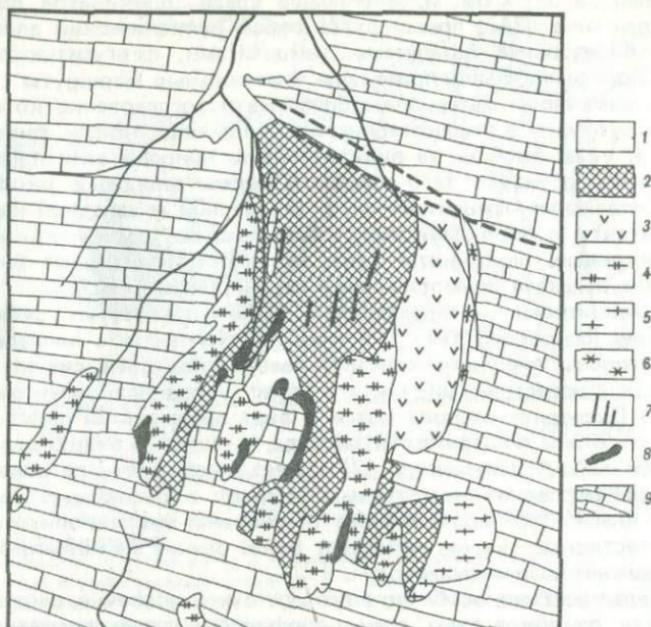


Рис. 9. Схема геологического строения массива Каинды [3]. Составлена на основе карт К.А.Абдрахманова [3], А.Н. Нурлыбаева, А.Г. Панченко [84].

1 — четвертичные отложения; 2 — пироксениты; 3 — шонкиниты; 4 — монцониты; 5 — сиениты; 6 — меланократовые сиениты; 7 — жильные псевдолейцитовые сиениты (фергуситы); 8 — скарны; 9 — известняки, мергели, доломиты и мраморы среднего карбона

урочен к развитию в ней поперечного меридионального нарушения в толще известняков среднего карбона. В плане массив имеет неправильную форму, отдельные тела его ориентированы в субмеридиональном направлении (рис. 9), общий размер выхода $2,2 \times 1,5$ км². Контактные поверхности интрузивных тел субвертикальные. Присутствуют ксенолиты известняков в виде полос и выклинивающихся участков среди изверженных пород. Вблизи основного массива расположены многочисленные мелкие спутники.

Породы первой фазы — пироксениты развиты на площади массива шире, чем в массиве Ирису. Пироксениты слагают субмеридионально ориентированное тело в центре массива и отдельный выход восточнее, отделенный от основного тела интрузивом монцонитов.

Интрузивное тело шонкинитов расположено восточнее пироксенитов. Вблизи контакта с известняками шонкиниты окаймлены узкой полосой такситовых меланократовых сиенитов. Контакты шонкинитов и пироксенитов представлены зоной их шлирово-полосчатой перемежаемости.

Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты в качестве крупных интрузивных тел не проявлены, они встречаются в виде даек. Псевдолейцитовые порфиroidные дайковые породы, названные В.А. Николаевым [82] фергуситами, распространены в виде мелких тел среди пироксенитов, они встречены и в поле шонкинитов. Монцониты — это вторые после пироксенитов магматиты по площади их распространения. Интрузивные

тела разной протяженности с вертикальными боковыми контактами субпараллельны друг другу и ориентированы согласно общему меридиональному плану структуры сложного массива. Они имеют отчетливые интрузивные контакты с пироксенитами; менее ясны взаимоотношения монцонитов с шонкинитами.

Меланократовые и лейкократовые сиениты также представлены самостоятельными телами. Это наиболее поздние образования массива. Среди даек, кроме упомянутых выше фергуситов, распространены дайки нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов, авгитовых сиенитов, монцонитов, лейкократовых сиенитов, минетт и вогезитов. В эндоконтакте массива известняки претерпели мраморизацию с развитием тремолита и волластонита, а также скарнирование с образованием мелких магнетитовых тел.

Формирование многофазного массива Каинды протекало не менее сложно, чем развитие массива Ирису. В обоих случаях ранняя фаза представлена пироксенитами, за которыми следуют шонкиниты. Массив Каинды отличается общим субмеридиональным планом строения и более широким распространением пироксенитов, здесь отсутствуют интрузивные фации псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, а монцониты и сиениты поглощаются широким развитием.

Геологические исследования в Западно-Таласской провинции подтверждают обнаруженное ранее развитие двух магматических серий: 1) щелочных вулканических пород: калиевые пикриты — калиевые щелочные трахибазальты и тефриты — лейцититы — лейцитовые фонолиты — трахиты; 2) щелочных интрузивных пород: калиевые пироксениты — шонкиниты — нефелин-псевдолейцитовые сиениты.

КАЛИЕВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ВРЕМЕНИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ И ЗАПАДНО-ТАЛАССКОЙ ПРОВИНЦИЙ

Выше на конкретных примерах была показана тесная пространственная и временная сопряженность калиевых щелочных массивов с зонами интенсивной тектонической активизации глубинных разломов и блоковых подвижек фундамента. Эта закономерная связь использована нами для уточнения временных интервалов, в течение которых произошла деструкция геологических структур центральной части Алданского щита и западных отрогов складчатого Тянь-Шаня, на основании определений абсолютного возраста калиевых щелочных пород.

Геохронологические исследования проводились для пород вышеописанных массивов этих провинций. Все определения были выполнены М.М. Аракелянц калиево-аргоновым методом в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР. Материалом служили главным образом слюды, а также амфибол и ортоклаз. Для эффузивов и некоторых других мелкозернистых пород определения производились по валовым пробам. Для сравнения были привлечены литературные данные.

Анализ истории геологического развития и времени формирования мезозойского магматизма Центрально-Алданской и других провинций Алданского щита был произведен Е.П. Максимовым [75]. Как указывалось выше (с. 13), им были выделены четыре этапа магматической деятельности в период от триаса до верхнего мела (200—80 млн. лет). В этот же период формировались Якокутский и Инаглинский комплексы.

Для Якокутского комплекса литературные данные по возрасту отсутствуют. Его формирование началось с накопления вулканогенной тол-

Таблица 1

Абсолютный возраст минералов и пород калиевых щелочных комплексов
Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций

Порода или минерал	Содержание			Возраст, млн. лет
	калия, %	Радиоген. аргона, нг/г	$A^{40}_{\text{рад.}}/A^{40}_{\text{общ.}}$	
1. Порода	10,47 ± 0,09	109,5 ± 2,0	76 : 85	149 ± 5
2. Порода	5,07 ± 0,04	46,4 ± 1,0	35 : 77	131 ± 5
3. Флогопит	8,53 ± 0,07	85,8 ± 2,0	47 : 69	143 ± 5
4. Мусковит	8,96 ± 0,07	93,6 ± 2,0	77 : 79	148 ± 6
5. Биотит	8,52 ± 0,09	81,0 ± 1,5	78 : 86	136 ± 5
6. Биотит	8,19 ± 0,07	75,2 ± 1,5	73 : 74	131 ± 5
7. Ортоклаз	8,06 ± 0,08	95,0 ± 2,0	86 : 88	166 ± 6
8. Флогопит	7,59 ± 0,06	72,7 ± 2,0	71 : 75	136 ± 5
9. Биотит	7,72 ± 0,06	72,4 ± 1,5	67 : 75	134 ± 5
10. Эккерманит	2,22 ± 0,04	21,2 ± 0,8	61 : 68	136 ± 8
11. Эккерманит	1,97 ± 0,03	19,4 ± 1,0	55 : 61	141 ± 10
12. Флогопит	7,73 ± 0,06	76,6 ± 1,5	15 : 75	141 ± 6
13. Порода	2,39 ± 0,03	37,5 ± 1,0	42 : 44	218 ± 9
14. Порода	3,30 ± 0,04	67,3 ± 1,5	84 : 90	278 ± 11
15. Порода	5,00 ± 0,04	96,2 ± 2,0	85 : 96	264 ± 8
16. Порода	2,55 ± 0,03	50,1 ± 1,0	75 : 87	270 ± 8
17. Порода	5,72 ± 0,05	136,0 ± 2,0	89 : 91	322 ± 10
18. Биотит	6,70 ± 0,06	156,5 ± 2,5	83 : 89	318 ± 10
19. Биотит	7,75 ± 0,06	180,0 ± 3,0	86 : 86	316 ± 10
20. Биотит	7,40 ± 0,06	174,5 ± 3,0	78 : 87	320 ± 10
21. Биотит	6,78 ± 0,06	159,0 ± 2,5	83 : 85	316 ± 9
22. Биотит	7,40 ± 0,06	168,5 ± 3,0	78 : 78	310 ± 9
23. Биотит	7,66 ± 0,06	182,5 ± 3,0	81 : 85	322 ± 10
24. Биотит	7,48 ± 0,06	174,0 ± 3,0	62 : 67	320 ± 10
25. Биотит	7,34 ± 0,06	162,0 ± 3,0	60 : 73	320 ± 10
26. Порода	8,37 ± 0,07	135,0 ± 2,0	90 : 91	224 ± 8

Якутский комплекс: 1 — лейцитовый фonoлит, 2 — щелочной трахит, 3 — из ослюденелого пироксенита, 4 — из мусковитизированного нефелинового сиенита, 5, 6 — из щелочного сиенита; *вулканический некк "Заря":* 7 — из шонкинит-порфира; *Инадинский комплекс:* 8 — из ослюденелого перидотита, 9 — из шонкинита, 10 — из щелочного сиенита, 11 — из щелочного пегматита, 12 — из флогопит-хромдиопсидовой породы, 13 — сиенито-диорит-порфирит; *Даубабинское вулканическое поле:* 14—15 — лейцитовый тефрит, 16 — шонкинит-порфир, 17 — сиенит-порфир; *Ирисуйский комплекс:* 18 — из калиевого пироксенита, 19 — из шонкинита, 20 — из сиенита; *Каиндинский комплекс:* 21 — из калиевого пироксенита, 22, 23 — из шонкинита, 24 — из сиенита, 25 — из гранатового сиенита, 26 — нефелин-псевдопейцитовый сиенит — фергусит.

щи в кальдерном провале. Полученные нами цифры абсолютного возраста вулканитов (лейцитовый фonoлит — 149 млн. лет, щелочной трахит — 131 млн. лет, табл. 1) практически совпадают с цифрами возраста интрузивных тел (148—131 млн. лет, табл. 1), несмотря на то что последние образовались явно позднее вулканитов. Этот факт подтверждается значительной измененностью всех пород вулканогенной толщи под действием поднимавшихся магм, из которых формировались интрузивные тела. Широкое развитие в интрузивных породах наложенных процессов — серицитизации, ослюденения и др. — также могло вызвать изменение K-Ar отношений, благодаря чему оказались близкими цифры возраста ранних пироксенитов (143 млн. лет), более поздних нефелиновых сиенитов (148 млн. лет) и щелочных сиенитов (136—131 млн. лет.).

Таким образом, можно уверенно говорить лишь о конце формирования комплекса, включая поствагматические изменения: это 131 млн. лет. Менее определенно начало формирования. В этом отношении следует обратиться к данным по наибольшему вулканическому неккам ("Заря" и "Рододендрон"), расположенным вблизи Якокутского комплекса. Вулканициты этих некков (тефриты, шонкинит-порфиры, эссексит-порфиры, трахиты) весьма близки по составу к вулканитам Якокутской кальдеры. Ортоклаз из шонкинит-порфира некка "Заря" имеет возраст 166 млн. лет. Следовательно, проявление калиевого щелочного вулканизма в районе Якокутского комплекса и, вероятно, в самой кальдере происходило в средней юре, т. е. во второй этап мезозойского магматизма по Е.П. Максимуму. Интрузивный магматизм начался, скорее всего, в верхней юре и закончился в начале мела, т. е. в третьем возрастном этапе алданского мезозойского магматизма.

Инаглинский магматический комплекс — сложное полиформационное образование. Одним из спорных вопросов является время формирования наиболее раннего интрузивного тела дунитов. Ряд исследователей [41, 75, 109] уверенно относят образование дунитов к мезозою, выделяя специально дунитовую формацию Алданского щита. Основанием для отнесения дунитов к мезозою служат палеомагнитные реконструкции [109], а также некоторые полевые наблюдения. Другие исследователи [59, 60, 21] считают, что образование дунитов происходило в верхнепротерозойское время. При этом они опираются на аналогию дунитов Инагли с дунитами комплексов Чад и Кондер: для последнего по слюдоносному перидотиту из оторочки дунитового тела был определен возраст 600 ± 50 млн. лет [41]. По наблюдениям А.М. Корчагина терригенные отложения верхнего протерозоя в обнажении у северо-западного контакта комплекса перекрывают дуниты с образованием дунитовой гальки. Трудность определения времени формирования дунитов заключается в том, что непосредственные их контакты с вмещающими породами почти нигде не обнажены. Содержание в дунитах калия, свинца и углерода весьма незначительно и не дает возможности производить определения каким-либо из известных геохронологических методов.

Спорными являются также представления об образовании пород перидотитового состава. По мнению одних исследователей [21, 59], все тела перидотитов периферической части дунитового штока — это контактово-реакционные образования, возникшие в мезозое под влиянием щелочно-габброидной магмы. Другие [73] относят их к эндоконтактовой магматической оторочке дунитов. Выявление тел неизмененных перидотитов внутри дунитового штока [45] в зонах расщепления позволяет предполагать, что они образовались значительно позднее дунитов и представляют собой самостоятельную интрузивную фазу мезозойского магматизма: возраст ослюденного перидотита (см. табл. 1) 136 млн. лет.

О времени образования шонкинитов имеются следующие литературные данные: по породе в целом — 105 млн. лет [41], по ортоклазу из шонкинита — 135 млн. лет [63]. По нашим материалам (см. табл. 1) определен возраст биотита из шонкинита — 134 млн. лет. Для щелочных сиенитов получена цифра по эккерманиту — 136 млн. лет (см. табл. 1). Тесно связанные с ними щелочные пегматиты имеют следующие определения: по микроклину — 119 млн. лет [74], по эккерманиту — 141 млн. лет (см. табл. 1). Имеются определения возраста флогопит-хромдиопсидовых пород по флогопиту — 144 млн. лет [74] и 141 млн. лет (см. табл. 1).

Как видно из этих данных, цифры возраста для перидотитов, шонкинитов и щелочных сиенитов оказались весьма близкими, соответствующими

геологическому периоду верхней юры — нижнего мела. Близость полученных определений может быть объяснена существенным влиянием на все эти образования наложенных процессов ослюденения.

Сиенит-порфиры и сиенит-диорит-порфиры, силлы и лакколиты которых окружают Инаглинский массив, Ю.А. Билибин [17] относил к более молодой возрастной группе по сравнению со щелочными породами мезозойского магматизма Центрального Алдана. Аналогичной точки зрения придерживается А.М. Корчагин [74], предполагая, что сиенит-порфиры метаморфизовали шонкиниты и, следовательно, являются более поздними. Однако полученные нами данные по абсолютному возрасту свидетельствуют о том, что сиенит-порфиры сформировались значительно раньше щелочных пород и имеют возраст 218 млн. лет, что соответствует триасу (первый этап мезозойского магматизма).

Новые данные, полученные по двум щелочным магматическим комплексам, позволяют сделать следующие выводы о продолжительности развития мезозойского магматизма в Центральном Алдане: начало магматизма относится к триасу, а конец его — к началу мела. Это дает основание считать, что именно для этого периода характерна интенсивная тектоническая активизация Алданского щита.

Вопросами геохронологии щелочного магматизма Западно-Таласской провинции занимался К.А. Абдрахманов [1], который выделил два этапа магматизма. В первый этап, по его мнению, образовались щелочные вулканииты, а также интрузивные тела пироксенитов, шонкинитов, псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов и сопровождающих их постмагматических образований. Во второй этап — лейкократовые трахибазальты, трахиандезиты, латиты, а также интрузивные и субвулканические тела монцонитов и сиенитов и их постмагматические образования. Цифры абсолютного возраста, приводимые К.А. Абдрахмановым для пород первого этапа магматизма (287—256 млн. лет) и второго (286—271 млн. лет), в целом совпадают. Совмещены цифры возраста щелочного базальтоида (283 млн. лет) и щелочных интрузивных пород этапа (287—256 млн. лет); такая же картина отмечается и для магматитов второго этапа.

Более поздние данные для биотитовых пироксенитов Каинды (340 ± 10 млн. лет) имеются в статье Э.А. Багдасарова и др. [10], причем эта цифра значительно отличается от данных К.А. Абдрахманова [1]. В табл. 1 приводятся 13 новых определений возраста пород Западно-Таласской провинции, из них 2 из материалов Е.Д. Андреевой [102].

По нашим данным, щелочные эффузивы Даубабинского поля имеют цифры возраста (278—264 млн. лет), близкие к цифрам калиево-аргоновых определений К.А. Абдрахманова. Такого же порядка цифра для секущих щелочные эффузивы шонкинит-порфиров (270 млн. лет), однако отметим значительную измененность этих пород, вплоть до состояния выветривания. Вместе с тем сиенит-порфир одного из наиболее поздних штоков, секущих верхние горизонты вулканической толщи, имеет возраст 322 млн. лет. Отсюда следует, что вся вулканическая толща Даубабинского поля образовалась раньше 322 млн. лет.

Для всех интрузивных пород массивов Ирису и Каинды по биотиту получены близкие цифры — от 322 до 302 (± 10) млн. лет. Они отличаются от данных К.А. Абдрахманова и близки к цифре для пироксенита Каинды Э.А. Багдасарова и др. (340 млн. лет). Нужно учесть, что совместно с магматической слюдой в породах постоянно развито некоторое количество биотита постмагматической генерации, но разделить такие слюды трудно. Поэтому весьма вероятно, что формирование первой фазы пироксенитов произошло примерно 340 млн. лет назад, а следующие фазы были близки

им по времени образования. Для жильной породы — нефелин-псевдолейцитового сиенит-порфира (фергусита по В.А. Николаеву) получена цифра 224 млн. лет, которая вызывает сомнение вследствие широко развитых в породе процессов перекристаллизации, серицитизации и др.

Таким образом, в Западно-Таласской щелочной провинции близко расположенные вулканическое поле и интрузивные массивы образовались почти одновременно, в узком интервале 340—302 млн. лет (средний—верхний карбон). В возрастном плане не удалось отделить магматиты щелочно-земельной серии (второй этап по К.А. Абдрахманову), хотя геологические наблюдения свидетельствуют о правильности такого разделения.

В заключение отметим, что, судя по полученным данным абсолютного возраста калиевых и других пород двух щелочных провинций, наблюдается несколько различный режим их тектонической активизации. Для Центрально-Алданской провинции характерны деятельность (около 100 млн. лет) и многоэтапность мезозойской активизации структур фундамента, сопровождаемого щелочным и щелочноземельным магматизмом. Наши данные по Якокутскому и Инаглинскому комплексам подтвердили правильность выделения нескольких этапов мезозойского магматизма. Кроме того, нами уточнено время формирования щелочных вулканитов Якокутского комплекса, а также калиевых перидотитов Инагли. Установлено, что сиенит-диорит-порфириты, окружающие Инаглинский комплекс, образовались раньше, чем щелочные породы.

Для Западно-Таласской провинции, по нашим данным, характерен более узкий интервал времени (340—302 млн. лет) верхнепалеозойской активизации структур фундамента с развитием магматизма. Геологические наблюдения показывают, что и здесь формирование магматических тел было многофазным. Вместе с тем представляется вероятным, что Даубабинское вулканическое поле и интрузивные массивы Ирису, Каинды в целом развивались в один и тот же период времени.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И СТРОЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ С КАЛИЕВЫМИ ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

О.А. Воробьева в своих обобщающих работах по щелочному магматизму [25—28] большое значение придавала определению геологического положения щелочных массивов, общим закономерностям их расположения в главных структурах земной коры. Она отмечала определенную связь между геологической позицией и вещественным составом массивов щелочных пород. Следуя такому направлению в исследованиях, нами был осуществлен анализ геологического положения калиевого щелочного магматизма.

Результаты сопоставления геологической позиции калиевых щелочных комплексов Центрально-Алданской и Западно-Таласской петрографических провинций, общих черт строения и состава проявлений калиевого щелочного магматизма отражены в табл. 2. Здесь показана разная геологическая обстановка магматических комплексов с калиевыми щелочными породами: в одном случае они развивались на щите, а в другом — в области завершённой складчатости. В Центрально-Алданской провинции калиевые щелочные комплексы лишь частично залегают в осадочной толще щита, своей нижней частью они расположены в пределах метаморфических толщ фундамента, а в Западно-Таласской провинции калиевые щелочные массивы целиком находятся среди осадочных толщ, перекрывающих складчатый фундамент. В обеих провинциях проявления калиевых щелочных пород приурочены к структурам тектонической активизации, выразив-

Таблица 2

Сравнительная геологическая характеристика проявлений калиевого щелочного магматизма в Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинциях

Вмещающая геотектоническая структура	Структура тектонической активизации	Формы магматических проявлений	Вулкано-плутонические комплексы		Интрузивные комплексы и массивы
			Эффузивная серия	Интрузивная серия	
Платформа (щит)	Рифтогенная (Центральный Алдан)	Магматические комплексы центрального типа	<i>Якокутский</i>		<i>Инаглинский</i>
			К-лимбургиты, К-тефриты, лейцититы, Лц-фонолиты, Лц- и Би-трахиты	Фл-пироксениты, шонкиниты, Не-Плц-сиениты, щелочные сиениты	Фл-перидотиты, шонкиниты, щелочные сиениты
Область завершенной складчатости	Система оживления сквозных глубинных разломов (Тянь-Шань)	Приразломные вулканические поля и многофазные интрузивные массивы линейного типа	<i>Даубабинский</i>		<i>Ирисуйский</i>
			К-пикриты, Орт-трахибазальты, Лц-тефриты, лейцититы, Лц-фонолиты, трахиты	Шонкинит-порфиры, сиенит-порфиры	Фл- и Орт-пироксениты, шонкиниты, Плц-Не-сиениты
				<i>Каиндинский</i>	
					Би-Орт-Плц-пироксениты, шонкиниты, Не-Плц-сиениты

шейся в оживлении глубинных разломов, в развитии рифтогенных зон с интенсивными блоковыми перемещениями. На Алданском щите период мезозойской тектоно-магматической активизации был отделен от других эпох тектогенеза значительным промежутком времени. В Западно-Таласской провинции тектоническая активизация началась позже завершения нижнепалеозойского геосинклинального этапа развития этой области, после установления субплатформенного режима. Для обеих провинций определена заметная длительность периода тектоно-магматической активизации, особенно значительная у Алданской рифтогенной структуры.

На конкретных примерах показано, что локализация калиевых щелочных комплексов (алданских), интрузивных массивов или вулканических полей (западноталасских) находится в зависимости как от активизированных разломов фундамента, так и от оперяющих их нарушений в покрывающих осадочных толщах; их положение в пространстве связано с участками наиболее интенсивно проявленной активизации. От структурного плана блоковой активизации фундамента зависит и размещение проявлений калиевых щелочных пород относительно друг друга — площадное в Центрально-Алданской провинции и грубо линейное в Западно-Таласской. С этим же связано и строение магматических проявлений. Для Центрально-Алданской провинции характерны магматические комплексы центрального типа, обусловленные развитием серий кольцевых приповерхностных разломов. Такое строение наблюдается у Инаглинского, Якокутского и других магматических комплексов этой провинции. Они сопровождаются локальными купольными структурами вмещающих толщ. Интрузивные массивы Западно-Таласской провинции имеют структурный план трещинного типа. В обеих провинциях массивы и магматические комплексы — сложные многофазные образования.

Вулканизм в Центрально-Алданской провинции проявился в пределах магматогенных структур центрального типа в кальдерных провалах внутрикольцевых блоков на ранней стадии их развития, до образования интрузивных тел. Вулканизм Западно-Таласской провинции развивался автономно от интрузивных тел и, по-видимому, одновременно с ними.

Рассмотрение состава калиевых щелочных комплексов обеих провинций показывает аналогию или близость соответствующих ассоциаций как интрузивных, так и вулканических пород (см. табл. 2), которые составляют общие характерные серии, включающие калиевые гипербазиты, калиевые базиты и калиевые фельдшпатоидные сиениты (трахиты, фонолиты).

Геологическая позиция проявлений калиевого щелочного магматизма в других известных петрографических провинциях также достаточно определенная (табл. 3). Во всех приведенных примерах его размещение контролируется зонами активизации глубинных разломов (Ишимский, Тежарский, Сыннырский и другие комплексы), зонами наиболее интенсивных подвижек блоков фундамента (Верхнедункельдыкский, Лох-Борралан и другие массивы, Талышское вулканическое поле), длительно развивавшимися тектоническими зонами (Центрально-Камчатская структурно-фациальная зона, а также зона Оачита в обрамлении Северо-Американской платформы). Напомним, что вулканические поля калиевых ультраосновных пород (Вирунга и др.) также приурочены к узлам наиболее интенсивных блоковых перемещений фундамента в западной ветви системы Восточно-Африканских рифтов. Отсюда можно заключить, что проявление калиевого щелочного магматизма тесно связано с периодами наиболее интенсивной тектонической активизации стабильных структур.

Для выявления особенностей геологического положения массивов калиевых щелочных пород полезно сравнение со щелочными проявлениями натриевого и калиево-натриевого рядов химизма.

Таблица 3

Геологическая характеристика некоторых магматических комплексов с калиевыми щелочными породами

Провинция	Геологическая позиция	Интрузивные массивы, вулканические поля, вулканоплутонические комплексы
	1	2
Центральный Казахстан	Зона сочленения каледонской и герцинской складчатых областей; узел пересечения неоднократно обновлявшихся разломов	Ишимский вулканоплутонический комплекс
Северный Тянь-Шань, Киргизский хребет	Зона глубинных разломов на стыке каледонской и герцинской складчатых областей	Кольбашинское вулканическое поле
Малый Кавказ, Армения	Узел разломов в связи с активизацией глубинных блоковых подвижек фундамента Сванской альпийской складчатой области	Тежсарский вулканоплутонический комплекс
Малый Кавказ, Талыш	Зона интенсивной активизации блоковых подвижек фундамента Талышской альпийской складчатой области	Талышское вулканическое поле и интрузивные тела
Юго-Восточный Памир	Кайнозойская блоковая активизация разломов фундамента мезозойской складчатой области	Верхнедункельдыкский массив
Северное Прибайкалье	Зона тектонической активизации пояса палеозойских разломов в байкалидах вблизи Холодненского грабена	Сыннырский массив
	Зона палеозойской активизации разломов окраины Чарской глыбы (западное ограничение Алданского щита)	Сакунский массив
Центральная Камчатка	Активизация субмеридиональных разломов в пределах Центрально-Камчатской длительно развивавшейся структурно-фациальной зоны	Кирганикское вулканическое поле и интрузивные тела
Штат Монтана, США	Интенсивная блоковая активизация в кайнозое западного края Северо-Американской платформы	Массив Берпо (А); Шонкин-Саг и другие массивы гор Хайвуд (Б)
Штат Арканзас, США	Мезозойская активизация длительно развивающейся тектонической зоны Очита в южном обрамлении Северо-Американской платформы	Вулканоплутонический комплекс Магнет Ков

Ассоциации магматических пород последовательного образования	Характерные процессы изменения	Возраст, млн. лет
3	4	5
1 — лейцитовые тефриты, щелочные трахибазальты; 2 — лейцитовые фонолиты и их туфы; 3 — лейцитовые, щелочные трахиты и их лавобрекчии; 4 — псевдолейцитовые пироксениты, святоноситы; 5 — псевдолейцитовые сиениты; 6 — нефелиновые биотит-гранатовые сиениты; 7 — кенталлениты, эссекситы	Либернитизация, мусковитизация	438—350 [84]
1 — трахибазальты, эпилейцитовые базальты, эпилейцититы; 2 — трахиты, эпилейцитовые фонолиты; 3 — лавобрекчии, туфы эпилейцитовых пород		Девон [33]
1 — щелочные оливиновые базальты, лейцитовые тефриты, трахиандезиты, щелочные трахиты, лейцитовые фонолиты; 2 — нефелиновые псевдолейцитовые сиениты, щелочные сиениты	Мусковитизация, альбитизация	41—32 [53]
1 — лавобрекчии андезитов, базальтов, туфов лейцитовых трахиандезитов; 2 — пикрито-базальты, лейцитовые тефриты; 3 — лавы и брекчии базальтов, лейцитовых трахитов, трахитоидных фонолитов; 4 — дайки трахибазальтов, трахидолеритов	Кальцитизация, цеолитизация	Нижний—верхний эоцен [4]
1 — псевдолейцитовые сиениты, боролониты, фергуситы; 2 — щелочные сиениты, сиенит-порфиры; 3 — дайки граносиенит-порфиров, трахилипарит-порфиров	Ослюденение, флюоритизация, баритизация	26—14 [37]
1 — лейцитовые фонолиты; тефриты; 2 — нефелин-псевдолейцит-биотитовые сиениты; 3 — пуласкиты	Ортоклазизация, микроклинизация, либернитизация	344—193 [8]
1 — щелочные сиениты; 2 — нефелиновые сиениты, сынныриты	То же	308 [8]
1 — щелочные трахибазальты; 2 — тефриты, лейцититы; 3 — туфы абсарокитов, лейцититы; 4 — штоки пироксенитов, шонкинитов	Биотит-пироксен-ортоклазовый, карбонат альбит-ортоклазовый метасоматоз	60—30 [113]
А. 1 — перидотиты; 2 — биотитовые пироксениты; 3 — лейцитовые и нефелиновые шонкиниты Б. 1 — щелочноземельные кварцсодержащие сиениты; 2 — шонкиниты и нефелиновые сиениты; монтчеллитовые перидотиты	Ослюденение	Третичный [134]
1 — фонолиты и трахиты; 2 — якупирангиты; 3 — псевдолейцитовые и щелочные сиениты; 4 — ийолиты, карбонатиты	Ослюденение, флюоритизация, баритизация	95 ± 8 [134]

Таблица 3 (окончание)

Провинция	Геологическая позиция	Интрузивные массивы, вулканические поля, вулканоплутонические комплексы
	1	2
Северо-Западная Шотландия	Область интенсивной блоковой активизации в палеозое фундамента докембрийской складчатой области	Расслоенная интрузия Лох—Борралан
Южная Монголия, МНР	Узел пересечения мезозойских глубинных разломов в пределах каледонской складчатой области	Вулканические поля и субвулканические тела Мушугай Худук, Баян Хушу

Геологическую позицию массивов калиевых щелочных пород можно показать на примере двух формаций. Первая формация, в которой главную роль играют гипербазиты, ийолиты и карбонатиты, расположена на древних платформах в связи с узлами дизъюнктивных нарушений (Карело-Кольская щелочная провинция). Эта высокодифференцированная формация знаменует длительный платформенный режим развития определенного участка литосферы [58]. Вторая формация калиевых щелочных пород (габбро-тералиты-уртиты) приурочена к участкам блоковых подвижек складчатых областей (провинция Кузнецкого Алатау), прошедших этапы ранней консолидации и покоя, а в период щелочного магматизма претерпевших развитие орогенных впадин и поднятий [121].

Калиево-натриевые щелочные породы (главным образом нефелиновые и щелочные сиениты, а также их эффузивные аналоги) распространены довольно широко. На древних платформах они приурочены к зонам тектонической активизации (Хибины, Повозеро), а в пределах складчатых областей — к зонам межформационных и других разломов глубокого заложения. В зонах активизации они иногда пространственно совмещаются с калиевыми щелочными породами. Таким образом, все щелочные массивы в своем распространении связаны с дизъюнктивами, осложняющими строение древних платформ или складчатых областей. Следствием этого является дискордантное положение щелочных массивов и их многофазное строение.

Несмотря на кажущееся сходство тектонических условий формирования различных по химизму щелочных массивов, эти условия заметно различаются в зависимости от предшествующей истории становления конкретного участка складчатой области или платформы, а также от характера и формы выражения орогенных движений или автономной тектонической активизации.

Замечено, что проявления калиевых щелочных пород обычно распространены обособленно от проявлений натриевого магматизма. Лишь в зонах длительно живущих и неоднократно активизированных глубинных разломов возможно появление калиевых щелочных пород в составе полиформационных комплексов типа Магнет Ков и Кайзерштуля совместно

Ассоциации магматических пород последовательного образования	Характерные процессы изменения	Возраст, млн. лет
3	4	5
<p>1 — меланитовые пироксениты; 2 — меланит-нефелиновые сиениты (ледмориты); 3 — меланит-псевдолейцитовые сиениты (бороланиты); 4 — меланитовые сиениты; 5 — кварцсодержащие лейкократовые сиениты</p> <p>1 — ортофиры; 2 — лейкосиениты; 3 — шонкинит-порфиры; 4 — лейцитовые мелафиры; 5 — пироксеновые трахиты; 6 — биотитовые трахиты; 7 — нефелиновые сиениты; 8 — ультракалиевые липариты; 9 — щелочные базальты</p>	<p>Карбонатизация, флюоритизация, баритизация, окварцевание</p>	<p>Палеозойский [141]</p> <p>153—127 [12]</p>

с ийолитами и другими натриевыми породами. В некоторых петрографических провинциях калиевые щелочные комплексы находятся вблизи щелочных массивов другого состава. Так, в Кузнецком Алатау с блоками ранней консолидации каледонид связано распространение девонской ассоциации габбро-тералитов-уртитов, в межблоковых зонах здесь развиты калиево-натриевые породы (фойяиты) такого же возраста. Известны здесь и калиевые щелочные эффузивы совместно с интрузивными породами (гора Сокол), которые приурочены к долгоживущему субмеридиональному Кузнецкоалатаускому разлому. В Северном Прибайкалье находится цепь палеозойских и мезозойских щелочных массивов (Гоуджекит, Аkit, Бурпала, Сынныр, Моныкан и др.) вдоль крупной тектонической зоны, окаймляющей Холодненский грабен. Щелочные массивы имеют в основном калиево-натриевый состав, и лишь один из них, самый крупный по масштабам, — Сыннырский массив обладает ярко выраженной спецификой калиевого химизма пород. Он расположен на пересечении разломов, и, по-видимому, здесь находился участок наиболее интенсивной активизации блоковых структур фундамента.

Таким образом, проявления калиевых щелочных пород имеют во всех рассмотренных случаях весьма сходную геологическую позицию: они приурочены к участкам интенсивной блоково-разломной деструкции земной коры независимо от ее строения (древняя платформа и ее щиты или консолидированные складчатые области). Характерный геодинамический режим проявления калиевого щелочного магматизма — наиболее интенсивная тектоно-магматическая активизация отдельных участков литосферы. Структурный контроль проявлений калиевого щелочного магматизма — нарушения разных порядков, сопровождающие глубинные разломы. Строение калиевых щелочных комплексов в общих чертах определяется локальными линейными или кольцевыми разломами, благодаря чему развиваются многофазные комплексы центрального типа или трещинные интрузивы. Характерно частое совмещение в единых магматогенных структурах вулканитов и интрузивных тел; в других случаях отмечается их некоторая пространственная обособленность при наличии общего глубинного магмовыводящего разлома.

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОЙ
И ЗАПАДНО-ТАЛАССКОЙ ПРОВИНЦИЙ**

Вещественный состав калиевых щелочных пород имеет свои особенности, которые позволяют выделить их как особый ряд щелочных пород с присущими им чертами петрографии, минерального состава, петрохимии и геохимии. В настоящей работе главные черты вещественного состава рассмотрены на примере калиевых щелочных пород двух исследованных провинций. В результате сопоставления этих пород с калиевыми щелочными породами других провинций в их составе выявились общие типоморфные признаки и провинциальные особенности.

Выше (см. табл. 2) было показано, что вулканические и интрузивные породы обеих провинций составляют общие характерные серии, которые включают калиевые разновидности гипербазитов, базитов и сиенитов (фонолитов, трахитов). Так, в состав вулканической ассоциации входят калиевые лимбургиты и пикриты, лейцитовые тефриты, лейцититы, лейцитовые фонолиты, трахиты. Для интрузивных образований характерна следующая ассоциация: флогопитовые (биотитовые) и псевдолейцитовые пироксениты и перидотиты, шонкиниты, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты.

В целях выявления особенностей вещественного состава этих ассоциаций, распространенных в пределах резко различных геологических структур (на платформе и в области завершенной складчатости), а также для рассмотрения комагматичности вулканогенной и плутонической ассоциаций в единых структурах и взаимоотношений ультраосновных и щелочных пород в единых комплексах было проведено детальное изучение вещественного состава каждой из изученных пород. Их количественные минеральные составы приведены в табл. 4—8. Среди указанных ассоциаций наибольшим разнообразием пользуются щелочные габброидные и базальтоидные породы. Так, среди шонкинитов выделяются псевдолейцитовые, нефелинсодержащие и бесфельдшпатоидные разновидности, а среди тефритов — бесфельдшпатоидные и лейцитовые разновидности. Для одной и той же разновидности пород в пределах разных магматических комплексов можно заметить свои принципиальные особенности. Средние магматические породы также достаточно разнообразны: среди сиенитов наблюдаются разновидности с нефелином, псевдолейцитом и без фельдшпатоидов, а среди трахитов — лейцитовые и биотитовые разновидности. Интрузивные калиевые гипербазиты (перидотиты, пироксениты) представлены в основном разновидностями, обогащенными биотитом, ортоклазом или псевдолейцитом; среди эффузивных гипербазитов, кроме калиевых лимбургитов, встречаются пикриты, содержащие небольшое количество плагиоклаза.

Для магматических пород каждого из описываемых комплексов характерны свои наложенные постмагматические процессы изменения пород, с которыми иногда связано оруденение: для Инаглинского комплекса специфичны хромдиопсид-флогопитовый и флогопитовый метасоматоз, для Якокутского — мусковитизация, для Даубабинского — пропилитизация, цеолитизация. Вместе с тем все калиевые щелочные и сопутствующие им породы подвергались широко распространенному ослюдению.

Ниже дается характеристика всех магматических горных пород, слагающих Инаглинский и Якокутский калиевые щелочные комплексы Центрально-Алданской провинции, а также интрузивные массивы Ирису, Каинды и Даубабинское вулканическое поле Западно-Таласской провинции.

Таблица 4

Средние количественные минеральные составы калиевых перидотитов и пироксенитов

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пироксен (салит, авгит)	43,0	55,3	41,0	67,8	89,5	71,0	76,5	86,0	66,5	78,0	57,6
Оливин	39,0	36,5	23,5	—	Ед.	Ед.	Ед.	2,0	—	3,0	—
Амфибол	—	—	—	—	2,5	—	1,5	—	4,0	—	—
Серпентин	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Флогопит, биотит	2,5	4,5	24,0	22,5	3,5	18,0	2,5	6,0	15,5	5,0	24,7
Ортоклаз	3,0	—	3,5	8,5	—	0,5	До 14,0	—	3,0	7,0	—
Апатит	1,5	1,0	3,5	0,2	1,5	2,5	1,5	3,0	4,0	4,0	2,0
Титаномагнетит	3,0	2,2	3,0	0,5	2,0	7,0	3,0	5,6	5,5	3,0	2,9
Сфен	—	—	—	—	1,0	0,5	1,0	—	—	—	—
Сульфиды	1,0	0,5	3,0	0,5	Ед.	0,5	Ед.	Ед.	0,5	Ед.	—

Инаглинские калиевые перидотиты: 1 — перидотиты периферической части дунитового штока (из 6), 2 — перидотиты внутренней части (из 7), 3 — перидотиты ослоденелые (из 5); 4 — якутские ослоденелые пироксениты (из 3); ирисуйские калиевые пироксениты: 5 — пироксениты (из 9), 6 — биотитовые пироксениты (из 7), 7 — ортоклазовые пироксениты (из 7); каиндинские калиевые пироксениты: 3 — пироксениты (из 5), 9 — биотитовые пироксениты (из 5), 10 — ортоклазовые пироксениты (из 5), 11 — псевдолейцитовый пироксенит [Николаев, 1935].

Таблица 5

Средние количественные минеральные составы шонкинитов

Минералы	1	2	3	4	5
Ортоклаз	51,0	46,0	30,5	60,2	23,0
Псевдолейцит (эпидейцит)	6,0	4,5	—	—	—
Нефелин	—	—	1,7	1,8	—
Пироксен (салит, авгит)	26,5	39,3	45,7	20,7	51,0
Оливин	4,8	—	17,9	4,0	11,3
Биотит	7,0	8,0	2,0	7,0	12,8
Гастингсит	—	—	—	—	—
Магнетит и титаномагнетит	1,5	2,0	1,2	2,5	0,9
Апатит	1,0	1,0	1,0	2,0	0,5
Сфен	1,0	—	—	1,5	—
Пирит, пирротин, халькопирит	0,2	0,2	Ед.	0,3	0,5

Инаглинские: 1, 2 — псевдолейцитовые шонкиниты (из 7), 3, 4 — нефелинсодержащие шонкиниты (из 5), 5, 6 — бесфельдшпатоидные шонкиниты (из 5); якутские: 7 — бесфельдшпатоидные шонкиниты (из 2); ирисуйские: 8 — псевдолейцитовые

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ИНАГЛИНСКОГО КОМПЛЕКСА

В его строении, помимо дунитов¹, участвуют магматические тела перидотитов, шонкинитов, щелочных сиенитов: широко развиты дайки щелочных пегматитов, а также линзовидные, дайкообразные тела и серии прожилков метасоматитов.

Перидотиты занимают разные позиции, из них наиболее распространенными являются мелкие линзообразные тела, секущие дуниты, и небольшие тела, расположенные вдоль контактов дунитов с шонкинитами. Внешне они имеют один и тот же облик: темно-серые до черных плотные мелкозернистые породы, сложенные в основном авгитом и оливином, а также аксессуарными апатитом и магнетитом. Средний количественно-минеральный состав перидотитов, развитых во внутренней части дунитового штока (см. табл. 4), включает также флогопит и сульфиды (пирит, пирротин), частично замещающие первичные минералы. Перидотиты, распространенные вдоль контактов шонкинитов с дунитами, отличаются (см. табл. 4) повышенным содержанием оливина, частично серпентинизированного; среди наложенных минералов, кроме флогопита, присутствует немного ортоклаза (3%), иногда также андезин (An^2 37–40 до 1%). Август перидотитов богат кальцием (Вол 43) и довольно магнезиален (Энс 47); в нем имеются примеси (в мг/т) хрома (500), никеля (200), кобальта (60). Оливин в обоих типах тел перидотитов представлен двумя генерациями: более ранним бесцветным в шлифе оливином состава форстерита — хризолита (Фа 10) и преобладающим в породах желтоватым оливином, замещающим бесцветный.

¹ Дуниты, как более древние образования, нами не описываются; их подробную характеристику можно найти в статье А.М. Корчагина [59].

² Принятые символы минералов см. на с. 5.

	6	7	8	9	10	11	12	13
	37,2	40,0	31,2	41,0	32,0	35,0	38,0	35,0
	—	—	19,0	4,0	—	—	10,0	—
	—	—	—	6,0	—	Ед.	8,0	—
	41,3	28,0	31,0	32,5	48,0	43,5	33,0	40,0
	11,2	—	1,0–5,0	1,0–4,0	—	3,0	3,0	8,0
	9,2	16,0	4,0	6,0	19,5	11,0	5,0	7,0
	—	—	5,0	—	—	6,0	—	—
	1,0	0,5	3,0	4,0	3,0	1,5	4,0	8,0
	0,5	2,0	2,0	1,0	1,5	1,5	2,0	2,0
	—	6,0	—	0,5	—	0,2	—	—
	0,6	1,5	0,3	1,0	1,0	0,3	—	—

шонкиннты (из 5), 9 — нефелинсодержащие шонкиннты (из 4), 10 — бесфельдшпатоидные шонкиннты (из 5), 11 — даубабинский шонкиннт-порфир (из 5), 12, 13 — типичный состав шонкиннтов: 12 — фельдшпатоидные, 13 — бесфельдшпатоидные.

В телах внутренней части дунитового штока — это хризолит (Фа 15), а в телах из периферии штока железистость желтоватого оливина выше (Фа 22–24). Местами он частично замещен хризолитом ($N_g = 1,548$, $N_p = 1,535$).

Слюда перидотитов из внутренней части штока представлена флогопитом ($N_g = 1,606$), а в перидотитах из периферии штока развит железистый флогопит ($N_g = 1,620–1,627$). Эта слюда слагает участки интенсивного

Таблица 6

Средние количественные минеральные составы калиевых лимбургитов и пикритов

Составная часть	Минералы	1	2
Вкрапленники	Оливин	18,0	21,0
	Пироксен	15,0	18,0
Основная масса	Оливин	23,0	14,0
	Пироксен	24,0	26,0
	Стекло	—	9,0
	Флогопит	15,5	—
	Плагиоклаз	—	3,0
	Феррихромит, магнетит	4,0	3,5
	Сульфиды	2,0	1,5
Апатит	0,5	1,0	

1 — калиевые лимбургиты Якокутского комплекса (из 4), 2 — калиевые пикриты Даубабинского вулканического поля (из 5).

Таблица 7

Средние количественные минеральные составы нефелиновых и щелочных сиенитов

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ортоклаз, пертит (микрo- клин-пертит)	51,0	50,0	75,5	65,0	До 45,0	42,0	60,0	44,0	52,0	16,0	38,0
Псевдолейцит	—	5,5	—	—	16,0	4,0	—	9,0	—	25,0	17,0
Нефелин	13,0	10,0	—	—	—	11,0	—	—	10,0	15,0	8,0
Плагиоклаз (альбит)	2,0	—	—	7,0	7,0	10,0	8,0	—	—	—	—
Пироксен	8,0	До 7	8,5	10,0	15,0	12,0	10,0	28,5	20,0	25,0	22,0
Амфибол	6,0	10,0	7,0	13,0	6,0	5,0	7,0	—	—	—	—
Оливин	—	—	—	—	До 2,0	До 1,0	Ед.	—	—	—	—
Биотит (флогопит)	1—5,5	4,0	6,0	—	5,5	4,0	4,0	9,0	13,0	15,0	6,0
Гранат	До 6,0	3,0	—	—	—	5,5	5,0	4,0	—	—	4,5
Магнетит	2,5	2,5	2,0	0,5	2,0	2,0	2,0	1,5	2,0	1,0	3,5
Апатит	2,0	2,0	0,5	4,0	0,5	1,5	2,5	4,0	1,5	3,0	1,0
Сфен	4,0	3,0	0,5	0,5	1,0	2,0	1,5	—	1,5	—	—

Якокутские: 1 — нефелиновые сиениты (из 3), 2 — нефелин-псевдолейцитовые сиениты (из 3), 3 — щелочные сиениты (из 2); инаглинские: 4 — щелочные сиениты (из 3); ирисуйские: 5 — псевдолейцитовые сиениты (из 3), 6 — нефелин-псевдолейцитовые сиениты (из 4), 7 — щелочные сиениты (из 2); каиндинские: 8 — псевдолейцитовые сиениты (из 2), 9 — нефелиновые сиениты (из 3), 10 — нефелин-псевдолейцитовые сиениты (из 2), 11 — псевдолейцитовый сиенит-порфир "фергусит" [83].

Таблица 8

Средние количественные минеральные составы сиенитов и монцонитов

Минерал	1	2	3	4	5
Ортоклаз (микроклин-пертит)	29,5	19,5	52,5	42,0—56,0	До 70,0
Плагиоклаз	33,5	36,0	31,0	8,0—18,0	3,0—5,0
Кварц	—	—	2,0	0—4,0	—
Пироксен	25,0	27,5	8,0	10,0—16,0	2,0—22,0
Амфибол	—	—	2,5	7,0—12,0	7,0—30,0
Биотит	5,5	11,5	—	4,0—6,0	—
Меланит	—	—	—	0—5,0	Ед.
Апатит	2,0	2,0	До 1,0	2,0—2,5	1,0
Магнетит	2,5	3,6	До 2,0	2,0—3,0	1,0
Сфен	—	—	До 1,0	1,0—2,5	Ед.

1 — ирисуйские монцониты (из 3), 2 — каиндинские монцониты (из 4), 3 — якутские авгитовые сиениты (из 4), 4 — ирисуйские мезократовые сиениты, 5 — каиндинские лейкосиениты (из 5).

ослюденения, здесь еще есть более поздняя зелено-бурая слюда ($\text{Ng} = 1,607$).

Апатит в перидотитах рассеян в виде мелких включений (I) в авгите (до 1,5%) и более крупных зерен (II) в сростках флогопита (2—3%). Как единичные выделения в перидотитах обнаружены ильменит, рутил, циркон.

Из рудных минералов в перидотитах наиболее широко развит магнетит. Самый ранний (I) присутствует в пироксене в виде мелких идиоморфных кристалликов вместе с апатитом (I) и единичным хромитом, а в оливине в виде пластинчатых вростков. Более поздний магнетит (II) образует ксеноморфные выделения в интерстициях, очень редко его скопления образуют сидеронитовую микроструктуру. Кроме того, небольшое количество магнетита установлено совместно с сульфидами, появляющимися в связи с постмагматическим ослюдением.

Шонкиниты Инаглинского комплекса, образующие кольцевое периферическое тело, сложены темно-серыми плотными породами, мелко- и среднезернистыми. Местами наблюдается тонкая (3—5 мм) непротяженная полосчатость вследствие чередования полос, несколько обогащенных ортоклазом или же темноцветными минералами (рис. 10). Характерна микропойкилитовая микроструктура (рис. 11), обусловленная включением кристаллов пироксена, оливина, апатита, магнетита в более крупных выделениях ортоклаза.

По минеральному составу выделяются три разновидности шонкинитов: псевдолейцитовые шонкиниты, нефелинсодержащие шонкиниты и бесфельдшпатоидные шонкиниты³. Они имеют общий внешний облик и переходные типы, поэтому раздельное картирование их затруднено. При просмотре шлифов из большого числа пунктов наблюдения, где обнаружены шонкиниты, удалось установить, что их псевдолейцитовые и бесфельдшпа-

³ Исследователи Инагли Е.П. Максимов [72], А.М. Корчагин [59] применяют к некоторой части шонкинитов термин "малиньит". Однако такой должна быть порода с содержанием нефелина 15—20% и имеющая калиево-натриевую линию химизма. Среди шонкинитов Инагли такие разновидности нами не встречены.

тоидные⁴ разности встречаются чаще, они несколько тяготеют к периферии магматического тела. Нефелинсодержащие шонкиниты развиты преимущественно в северной части. Средний состав выделенных разновидностей шонкинитов показан в табл. 5, причем приведены данные как для меланократовых, так и для более лейкократовых типов.

Для шонкинитов Инаглинского комплекса характерен следующий первично-магматический парагенезис минералов: оливин + псевдолейцит + авгит (салит-авгит) + флогопит + ортоклаз + магнетит (I) + апатит (I) тонкоигольчатый. В позднемагматическую или, скорее в постмагматическую стадию эти минералы в той или иной степени замещаются другим парагенезисом: биотит коричневый + титаномагнетит (II) + апатит (II). В следующую стадию преобразования появляются: зелено-бурый флогопит-биотит + титаномагнетит (III) + апатит (III) + пирит + пирротин + циркон + сфен. В дальнейшем местами развивается интенсивная серицитизация, а затем каолинизация ортоклаза, темноцветные минералы остаются свежими.

Имея в виду локальный метасоматический процесс, развитый иногда вблизи дайкообразных тел щелочных сиенитов и нехарактерный в целом для шонкинитов Инагли, следует упомянуть об альбитизации; вместе с альбитом появляются эгири и флюорит.

Характеризуя породообразующие минералы шонкинитов, отметим в первую очередь авгит. Он достаточно магнезиальный (см. табл. 9), с высоким содержанием кальция и присутствием Na_2O (0,6–0,9%). Среди микропримесей авгита заметно повышено содержание кобальта (500 г/т). Оливин шонкинитов — хризолит (Фа 25–29; МпО 0,7%). Широко развитые в шонкинитах слюды принадлежат к разным генерациям и имеют различный состав. Ранняя магматическая слюда — флогопит ($\text{Ng} = 1,614–1,616$). Наиболее распространенная постмагматическая слюда — густоокрашенный красновато-коричневый биотит ($\text{Ng} = 1,641–1,660$). Еще позднее по этому биотиту развивается в небольшом количестве тонкочешуйчатая зеленовато-бурая слюда состава от железистого флогопита до биотита ($\text{Ng} = 1,627–1,635$).

Ортоклаз, составляющий от 20 до 50% объема шонкинитов, довольно однороден ($2V = 40–60^\circ$, $\text{Ng} = 1,528$). В лейкократовых шонкинитах встречаются зональные кристаллы калишпата ($2V = 58^\circ$ в ядре и 40° по периферии). По-видимому, часть кристаллов сложена анортотклазом, так как содержание Na_2O в них колеблется от 0,2 до 3,2%. Ортоклаз имеет заметную примесь (в г/т) бария (3000), а также содержит стронций (380).

Псевдолейцитовые агрегаты (4–6%) обычно присутствуют в шонкинитах как включения внутри кристаллов ортоклаза, реже они располагаются между ними. Их выделения восьмигранной округлой или неправильной формы, с размерами от 0,1 до 3 мм. Строение псевдолейцитовых агрегатов разнообразное. Преобладают дактилоскопические и микрографические сростания (рис. 12). Они состоят из нефелина и ортоклаза, иногда с примесью альцима [21].

Самостоятельные выделения нефелина, как правило, идиоморфные с прямоугольными разрезами; они характерны для одной из выделенных разновидностей шонкинитов. Нефелин ($\text{No} = 1,533$, $\text{Ne} = 1,537$) входит также в состав псевдолейцитовых агрегатов.

⁴ А.М. Корчагин [59], М.А. Богомолов [21], С.М. Кравченко [63] бесфельдшпатоидные шонкиниты называют меланократовыми сиенитами. Опыт сравнения шонкинитов и сиенитов различных калиевых щелочных комплексов позволяет нам на основании состава и характерной микропойкилитовой структуры бесфальдшпатоидных шонкинитов присоединиться к мнению Е.Д. Андреевой [5], которая выделила их среди шонкинитов как широко распространенную разновидность.

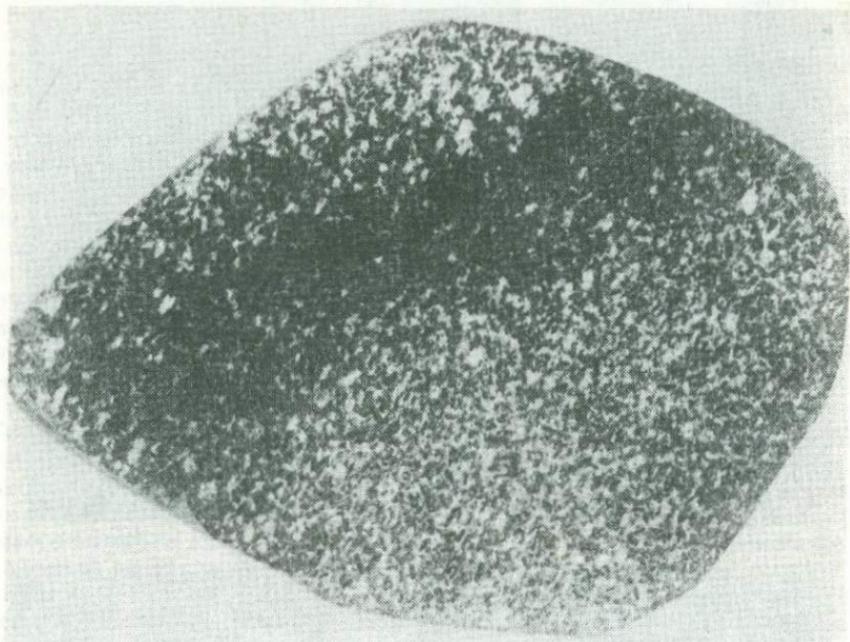


Рис. 10. Полосчатость в шонкините Инаглинского комплекса. Образец в натуральную величину

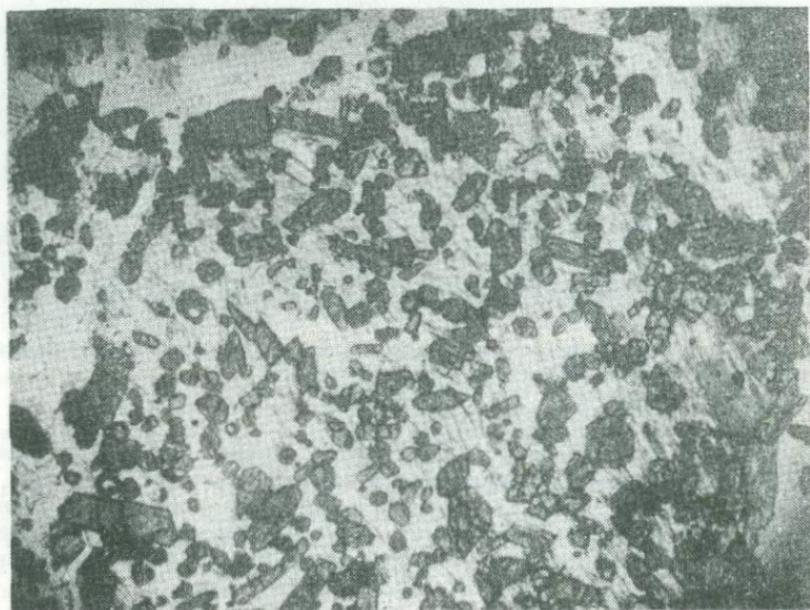


Рис. 11. Микрофиллитовая структура оливинового бесфельдшпатоидного шонкинита Инаглинского комплекса. Увеличено в 10 раз, без анализатора



Рис. 12. Срастание нефелина (серое поле) и ортоклаза (белое поле) в псевдолейцитовых агрегатах шонкинитов Инаглинского комплекса

А — дактилоскопические; *Б* — микроскопические

Апатит широко рассеян в шонкинитах. Ранний апатит (I) образует мелкие тонкоигольчатые включения в авгите, ортоклазе, нефелине; апатит (II) ($N_o = 1,636$, $N_e = 1,633$) более крупный, он приурочен к участкам развития биотита; апатит (III), мутный от множества включений, развит совместно с титаномагнетитом и сульфидами. Второй характерный акцессорный минерал шонкинитов — магнетит также имеет три генерации. Ранний магнетит очень мелкий, размером 0,08–0,15 мм, находится в виде включений в пироксене и оливине. Магнетит (II), до 0,4 мм, наиболее широко распространен, он присутствует в виде включений неправильной формы в калиевом полевоом шпате, часто в сростках с кристаллами апа-

тита. В этом магнетите содержится 8,42% TiO_2 , что позволяет отнести его к титаномагнетиту; он имеет 7000 г/т хрома. Наиболее поздний магнетит (III) образует агрегаты неправильной лапчатой, петельчатой формы, размером 0,2—0,3 мм, присутствует совместно с поздним биотитом.

Щелочные сиениты⁵ и связанные с ними щелочные сиенитовые пегматиты образуют многочисленные дайкообразные тела в пределах дунитовых, перидотитовых и шонкинитовых интрузивных масс. Это лейкократовые среднезернистые до крупнозернистых породы с гипидиоморфнозернистой, иногда порфирированной структурой. Первичный парагенезис минералов щелочных сиенитов: ортоклаз + авгит и эгирин-авгит + циркон + ильменит + апатит + флюорит. На поздней стадии кристаллизации сиенитов (постмагматической) первичные минералы в той или иной мере замещаются другим парагенезисом: микроклин-пертит + эккерманит + сфен + рутил + батисит + апатит (II) + пирит. Для инаглинских щелочных сиенитов характерна интенсивная постмагматическая альбитизация, при которой, кроме альбита и эгирина, развиваются иннэлит и апатит (III). Гидротермальные изменения щелочных сиенитов вдоль трещинок ведут к образованию гематита вместе с эпидотом и мусковитом. Главный породообразующий минерал щелочных сиенитов — ортоклаз-пертит, замещаемый затем микроклин-пертитом. Лейкократовый состав пород, грубое пертитовое строение калиевого полевого шпата, почти не содержащего (в отличие от шонкинитов) включений других минералов, широкое развитие альбитизации, присутствие таких акцессорных минералов, как батисит и иннэлит (натриево-бариевые титаносиликаты), монацит, — все эти признаки говорят о значительном отличии щелочных сиенитов от шонкинитов. Минералогия щелочных сиенитов и щелочных пегматитов Инагли рассматривалась в ряде работ, в том числе в монографии С.М. Кравченко и Е.В. Власовой [63], в статьях А.Ф. Ефимова [48, 49].

Хромдиопсид-флогопитовые породы — характерные метасоматические образования Инаглинского магматического комплекса. Они развиты главным образом в пределах штока дунитов, где его пререзают тела щелочных сиенитов и пегматитов. Встречаются эти метасоматиты и среди шонкинитов в связи с тектонически ослабленными зонами. А.М. Корчагин [59], детально изучавший хромдиопсид-флогопитовые породы, отмечает, что наиболее крупные тела приурочены к узлам пересечения концентрических и радиальных разломов. Образование этих метасоматитов А.М. Корчагин связывает с контактным воздействием щелочных пород на дуниты. Однако приуроченность некоторых тел метасоматитов к зонам разломов вне непосредственного контакта щелочных пород с дунитами показывает, что растворы, связанные со щелочной магмой, мигрировали по зонам тектонических разломов.

Описываемые метасоматиты представляют собой темные (в зелено-коричневых тонах) породы от мелкозернистой до весьма крупнозернистой структуры. Они сложены в основном хромдиопсидом и флогопитом, относительное содержание которых колеблется в широких пределах, так что местами имеется почти мономинеральная хромдиопсидовая порода, а в других участках преобладает флогопит вплоть до образования слюдита. В подчиненном количестве и не всегда присутствуют оливин, авгит, ортоклаз. Акцессорные представлены в основном апатитом, составляющим 3—4%, а местами до 10%. Хромдиопсид с примесью Cr_2O_3 (от 0,09

⁵ Предыдущие исследователи, начиная с Ю.А. Билибина [18], называли эти породы пуласкитами. По современной терминологии, пуласкиты — это гиперсольвусные нефелинсодержащие двуполевошпатовые лейкократовые сиениты [119].

до 0,83%), имеет магнезиальный состав (Fe от 2 до 9). Флогопит представлен двумя разновидностями. Наиболее широко распространен железистый фтор-флогопит (в шлифах буровато-зеленый, $N_g = 1,620-1,630$), в котором имеются примеси (в г/т) титана (7200), хрома (300), ванадия (400), никеля и кобальта (100). По этому железистому флогопиту в небольших количествах (до 5%) развивается более поздний светло-зеленый тонкочешуйчатый флогопит ($N_g = 1,594$). Присутствующий спорадически оливин (до 10%) образует одиночные, иногда крупные кристаллы (0,5–5 мм); это хризолит (Фа 18–20). Ортоклаз (до 15%) встречается в интерстициях или в виде крупных сетчатых зерен (5–12 мм); по оптическим свойствам и составу ($K_2O - 13,74\%$, $Na_2O - 1,32\%$) он близок к ортоклазу шонкинитов; в нем обнаружено повышенное содержание микропримесей Sr, Ba и др. Апатит метасоматитов содержит 1,9–2,5% SrO.

В заключение отметим, что щелочные породы последовательных интрузивных фаз Инаглинского комплекса (перидотиты, шонкиниты и щелочные сиениты) заметно отличаются друг от друга по микроструктурам, по особенностям состава породообразующих и аксессуарных минералов, по характеру наложенной минерализации. Интенсивное ослюденение захватило в той или иной мере все интрузивные породы, исключая щелочные сиениты, для которых характерна альбитизация.

ПОРОДЫ ЯКОКУТСКОГО КОМПЛЕКСА

Это сложный многофазный магматический комплекс, в строении которого участвуют вулканогенные и интрузивные породы. Вулканиды (лавы, туфолавы и игнимбриты, туфы; коэффициент эксплозивности 40–50%) представлены псевдолейцитовыми фонолитами, лейцитами, лимбургитами, ортоклазовыми трахибазальтами, лейцитовыми фонолитами и трахитами; породы близкого состава и структуры встречаются также в виде даек.

Интрузивные и субвулканические образования сложены шонкинитами с ксенолитами ослюденелых пироксенитов, псевдолейцитовыми и нефелин-содержащими сиенитами, щелочными бесфельдшпатоидными сиенитами, а также субщелочными кварцевыми сиенит-порфирами, субвулканическими трахитами, авгитовыми сиенитами.

В основании кальдерных отложений залегают эпилейцит-ортоклазовые трахибазальты, представляющие собой черные плотные породы со слабо заметными вкрапленниками – псевдоморфозами по пироксену, лейциту и ортоклазу. Породы интенсивно изменены: ороговикованы, подверглись ослюденению, эпидотизации, карбонатизации. По мнению С.М. Кравченко [65], эти измененные породы состоят главным образом из биотита (60–70%) и калиевого полевого шпата.

Калиевые лимбургиты, обнаруженные в пределах толщи псевдолейцитовых фонолитов, – плотные темносерые порфировые породы, средний состав которых приведен в табл. 6. Вкрапленники (25–35% породы) представлены оливином-форстеритом (Фа 8–10) и диопсидом с включениями магнетита. Основная масса криптокристаллическая (девитрифицированное стекло), интенсивно ослюдененая (флогопит, $N_g = 1,580$) и карбонатизированная. В ней видны отдельные микровыделения форстерита и диопсида, по составу близкие к макровкрапленникам. Помимо магнетита, установлено присутствие феррихромита и пирротина с вростками пентландита.

Эпилейцитовые тефриты – темно-серые микропорфировые породы с вкрапленниками пироксена (20–30%), оливина (2–3%), биотита (3–7%), ортоклаза (10–15%), плагиоклаза (5–10%, Ан 30–40), апатита, магнети-



Рис. 13. Вкрапленники лейцита, замещенные анальцимом и кальцитом в эпидейцитом фонолите Якокутского комплекса. Увеличено в 63 раза, без анализатора

та. Оцелярово-интерсертальная основная масса (40–65%) сложена пироксеном, эпидейцитом, плагиоклазом, ортоклазом, магнетитом, иногда встречаются участки с неизменным стеклом.

Эпидейцитовые фонолиты — наиболее широко распространенные эффузивы (слагающие также туфы и кластиты), в которых на фоне плотной темно-серой массы выделяются светлые вкрапленники эпидейцита (70–75% вкрапленников), ортоклаза, нефелина, авгита, флогопита ($N_g = 1,619$), апатита. Вкрапленники измененного лейцита (рис. 13) часто имеют восьмиугольную или округлую форму разрезов (4–5 мм), замещены кальцитом, анальцимом, содалитом и серицитом.

Тонкозернистая основная масса — трахитовая до роговиковой—микрoгранобластовой (в перекристаллизованных участках). Она сложена ортоклазом, нефелином (замещенным слюдяно-карбонатным агрегатом), авгитом, биотитом. Акцессорные минералы лейцитовых фонолитов разнообразны: магнетит, апатит, сфен, циркон, рутил, флюорит. Кроме перекристаллизации внедрившихся позднее интрузивов, для этих пород характерны процессы ослюденения. Вместе с железистым флогопитом или биотитом ($N_g = 1,630–1,640$) появляются гранат, апатит, магнетит, пирит, халькопирит. Локально развитая мусковитизация сопровождается распространением карбоната, флюорита и гидроокислов железа. Изредка развиваются альбит и эгирин.

Эпидейцититы — породы, существенно обогащенные лейцитом во вкрапленниках и основной массе (рис. 14). Они встречаются в виде небольших линзовидных тел среди толщи лейцитовых фонолитов и близки к последним по минеральному составу, но пироксен во вкрапленниках и основной массе представлен эгирин-авгитом, а нефелин отсутствует. Характерна наложенная серицитизация, иногда по лейциту развивается агрегат альбита и канкринита.

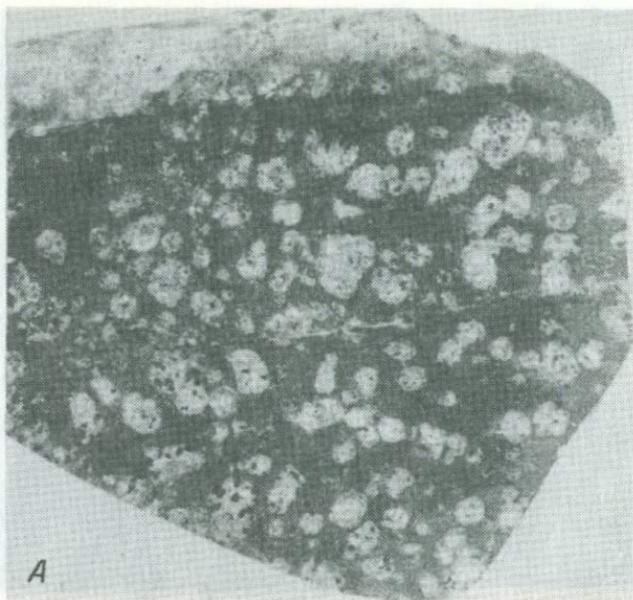


Рис. 14. Эпилейцитит Якокутского комплекса; во вкрапленниках и основной массе лейцит замещен тонкозернистым агрегатом серицита и полевого шпата. Увеличено в 40 раз, без анализатора

А — образец породы (натуральная величина); *Б* — оцеляровая микроструктура эпилейцита

Трахитонолыты в отличие от лейцитовых фонолитов почти не содержат псевдоморфоз по лейциту. Вкрапленники (35—40%) представлены ортоклазом, пелитизированных или карбонатизированных нефелином, плагиоклазом (Ан 32), салитом. Тонкозернистая трахитовая или гранобластовая основная масса сложена ортоклазом (50%), олигоклаз-андезином (20%), салитом (15—20%), измененным нефелином (10%). Присутствуют магнетит, циркон и апатит. Флогопит наложенный ($N_g = 1,591$), развивается неравномерно.

Эпилейцитовые трахиты отличаются от лейцитовых фонолитов меньшим количеством вкрапленников лейцита, отсутствием нефелина. Пироксен-салит иногда замещается арфведсонитом (с $N_g = 20^\circ$). Флогопит ($N_g = 1,612$) образует редкие вкрапленники с опациловыми каемками; он входит и в состав микротрахитовой основной массы, в которой участками отмечается девитрифицированное стекло. Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит. Вкрапленники лейцита замещены серицитом, иногда здесь развивается поздний альбит. Парагенезис поздних минералов (меланит, биотит, флюорит, сфен, апатит) проявлен в породах неравномерно.

Интрузивные породы Якокутского комплекса имеют субвулканический облик малоглубинных образований: они мелкозернистые с участками среднезернистого сложения, часто порфириовидные, такситовые, неяснополосчатые.

Шонкиннты — серые до темно-серых мелкозернистые—среднезернистые породы, местами очень тонкозернистые, микрокристаллические. Характерна шонкинитовая микропойкилитовая структура, при развитии альбитизации она переходит в гипидиоморфнозернистую. Среди шонкиннтов выделяются все три разновидности: эпилейцитовые, нефелинсодержащие и бесфельдшпатоидные шонкиннты (см. табл. 5).

Для эпилейцитовых шонкиннтов характерен следующий первичный парагенезис: эпилейцит + нефелин + ортоклаз + авгит + биотит + апатит (I) + магнетит (I). Эпилейцитовые агрегаты сложны ортоклазом и серицитом. Оливин встречается в виде единичных реликтов. Постмагматические минералы (биотит ($N_g = 1,647$) + меланит + сфен + апатит (II) + магнетит (II) + пирит) развиваются по первично-магматическим минералам. Местами отмечается проявление альбита с образованием эгирина по авгиту. Серицитизация и каолинизация захватывают главным образом эпилейцит и нефелин.

Нефелинсодержащие шонкиннты Якокутского комплекса характеризуются парагенезисом ортоклаза, нефелина, авгита с каемкой эгирина-авгита, коричневого биотита, флюорита, циркона, магнетита, апатита (I). Реликты оливина редки. Наложенная постмагматическая минерализация представлена зелено-бурым биотитом ($N_g = 1,647$), гранатом и пиритом; встречаются также галенит, халькопирит, сфалерит; альбит и эгирин развиты локально. Характерна каолинизация нефелина. Бесфельдшпатоидные шонкиннты, развитые меньше, чем предыдущие разновидности, сложены в основном ортоклазом, авгитом и биотитом. В породах много постмагматического биотита ($N_g = 1,650$). С ним связаны меланит, сфен, апатит, пирит и пирротин.

Пироксениты, обнаруженные в виде глыб на площади развития шонкиннтов, представляют собой темные неравномерно ослюденелые породы. Они сложены (см. табл. 4) салитом с примесью ортоклаза, магнетита, апатита и флюорита. Содержание слюды порядка 20—25%; она относится к редкой для данной ассоциации пород разновидности литийсодержащего флогопита.

Фельдшпатоидные сиениты Якокутского комплекса представлены нефелиновыми и нефелин-псевдолейцитовыми разновидностями. Это светло-серые мелкозернистые, местами порфиroidные породы, обладающие гипидиоморфнозернистой микроструктурой. Первичный парагенезис (см. табл. 7) представлен следующими минералами: ортоклаз-пертит ($2V = 70-80^\circ$) или местами анортоклаз ($2V = 40^\circ$) + нефелин (10-15%) + псевдолейцит (5%) + плагиоклаз (An 20) + эгирин-авгит (эгирин) + магнетит I + апатит I + циркон + ильменит. Поздние и постмагматические минералы образуют свой парагенезис: меланит + микроклин + арфведсонит + биотит ($Ng = 1,660$) + апатит II + сфен + ортит + пирит. Местами интенсивно развивается альбит (An 2-4) с игольчатым эгирином, флюоритом, рутилом, магнетитом (II). Гидротермальная мусковитизация приводит к массовому изменению всех минералов: мусковит (серицит) ассоциирует с эпидотом, гематитом, флюоритом, кварцем, пиритом и цеолитом.

Щелочные (бесфельдшпатоидные) сиениты — весьма лейкократовые породы, сложенные в основном ортоклаз-пертитом. Часто наиболее лейкократовые участки по структуре напоминают пертозиты. Помимо ортоклаз-пертита (см. табл. 7), в породе присутствуют эгирин (эгирин-авгит) и акцессорные апатит, циркон, флюорит, магнетит. Постмагматический парагенезис (биотит ($Ng = 1,665$) + альбит + сфен + пирит) местами частично замещает ассоциацию первичных минералов. Гидротермальная мусковитизация (серицитизация) развивается локально, вместе со слюдой появляется много гематита, а также флюорит и хлорит.

В пределах Якокутского комплекса и его окружения, помимо щелочных пород, присутствуют субщелочные типы, вплоть до щелочноземельных. Их представителем являются авгитовые сиениты, слагающие крупные штоки. Это светлые среднезернистые до крупнозернистые порфиroidные породы, в состав которых (см. табл. 8) входят: микроклин-пертит, плагиоклаз, часто зональный (в ядре An 35-40, по краям An 15-20), авгит (салит-авгит) + кварц (2%) + магнетит + апатит I + циркон; поздние минералы: эккерманит + альбит + сфен + циркон + апатит II + пирит + халькопирит — развиты мало (5-10%).

Баяитовые (биотит-авгитовые) трахиты — субвулканические породы, слагающие крупные секущие тела. Это резко порфиroidные породы с тонкозернистой трахитовой основной массой (50-70%) и вкрапленниками биотита ($Ng = 1,650$), иногда также авгита, ортоклаза, реже кислого плагиоклаза (An 20-30). Вкрапленники биотита образуют сростки, с которыми ассоциируют магнетит и апатит. Тонкозернистая основная масса сложена двумя полевыми шпатами, среди которых рассеяны пылевидные выделения магнетита и редкие кристаллики апатита. Биотит вкрапленников частично замещен бесцветной слюдой, хлоритом и гидроокислами железа. Местами развита интенсивная мусковитизация. В пределах тел субвулканических трахитов изредка встречаются трахилипариты с крупными вкрапленниками кварца.

Заключая петрографическую характеристику Якокутского вулкано-плутонического комплекса, отметим многообразие состава слагающих его пород. В вулканической и интрузивной сериях присутствуют ультраосновные породы (калиевые лимбургиты и пироксениты), основные породы (лейцит-ортоклазовые базальты, лейцитовые тефриты и шонкиниты), разнообразие представителей средних пород (фонолиты, трахиты, фельдшпатоидные сиениты, бесфельдшпатоидные щелочные сиениты). Среди фельдшпатоидных вулканитов преобладают лейцитовые разновидности, хотя имеются и трахифонолиты, где развит только нефелин. В поздних щелочных сиени-

тах повышена роль натрия, в связи с чем развит эгирин-авгит или эгирин.

Во всех типах пород распространена постмагматическая минерализация с участием флогопита-биотита, меланита, сфена, пирита. Наложенная альбитизация развита локально. Характерна также гидротермальная мусковитизация (серцитизация).

ПОРОДЫ ДАУБАБИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Вулканическое поле слагает толща туфов, туфобрекчий и лав щелочных трахибазальтов, тефритов, пикритов, лейцититов, трахитов, латитов, трахиандезитов. Толщу прорывают некки, штоки, дайки тех же эффузивов, а также шонкинит-порфиоров и сиенит-порфиоров. Ниже дается краткая характеристика главных типов пород.

Пикриты — черные порфировые породы с вкрапленниками оливина (Фа 10), довольно магнезиального авгита, обогащенного Cr, а также более мелкого магнетита. Микролитовая основная масса (60—75%) сложена авгитом, оливином, магнетитом, присутствует немного плагиоклаза (Ан 45). Средний состав пикритов приведен в табл. 6. В отдельных участках есть девитрифицированное стекло. Пикриты в значительной степени карбонатизированы (рис. 15).

Щелочные трахибазальты — темно-серые порфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза (Ан 40—45), салита, биотита, магнетита, апатита, в микролитовой основной массе присутствуют плагиоклаз (Ан 40—50), ортоклаз, магнетит; в интерстициях и миндалинах обычны хлорит, анальцит и цеолиты.

Щелочные оливиновые трахибазальты — темно-коричневые порфировые породы с вкрапленниками преобладающего салита, псевдоморфоз оливина, а также биотита ($N_g = 1,645$), редкого плагиоклаза (Ан 45—55), магнетита и апатита. Основная масса стекловатая, частично девитрифицированная (N стекла 1,510—1,515) или же гиалопилитовая до микролитовой. В составе основной массы, составляющей 60—70% породы, плагиоклаз (Ан 40—50), калишпат, салит, много магнетита. В одних разностях щелочных базальтов преобладающими минералами основной массы являются салит и магнетит, в других же эти минералы уступают в количестве полевым шпатам. Характерно присутствие мелких и крупных овальных миндалин, заполненных цеолитами, анальцитом, кальцитом.

Щелочные ортоклазовые трахибазальты отличаются от оливиновых разностей наличием среди вкрапленников довольно крупных таблитчатых кристаллов ортоклаза, преобладающей микролитовой структурой основной массы. В них также развиты цеолит-кальцитовые миндалины. Для щелочных базальтов весьма характерен процесс их постмагматического изменения — цеолитизации совместно с анальцитимизацией (развитие гнезд и жилок, сложенных цеолитами и анальцитом, а также кальцитом и хлоритом).

Эпилейцитовые трахибазальты — темные лилово-бурые порфировые породы с вкрапленниками лейцита (до 25%), авгита (15—20%), оливина (1—4%), ортоклаза (до 10%), зонального плагиоклаза (5%, Ан 50—30), биотита (1—3%, $N_g = 1,640$), магнетита, апатита, пирита, редкой базальтической роговой обманки. Основная масса (40—70%) оцелярово-интерсертальная (рис. 16), с участками стекла ($N = 1,508$); содержит лейцит (замещенный анальцитом), авгит, плагиоклаз, ортоклаз, магнетит.

Эпилейцитовые тефриты — темные лилово-серые порфировые породы с вкрапленниками лейцита (10—17%), авгита, оливина, плагиоклаза



Рис. 15. Пикрит Даубабинского вулканического поля с вкрапленниками авгита (Aeg) и карбонатизированной основной массой с реликтами авгита и оливина. Миндалины выполнены анальцимом и кальцитом. Увеличено в 20 раз, без анализатора



Рис. 16. Основная масса лейцитового тейфрита Даубабинского поля с оцелярово-интерсертальной структурой. Увеличено в 20 раз, без анализатора

(An 47–50). Лейцит (1–2 мм) имеет восьмиугольные и округлые разрезы, содержит включения апатита, замещен по краям или полностью анальцимом. Авгит зональный, с бесцветным ядром ($Ng = 40^\circ$) и зеленоватой периферией кристаллов ($Ng = 45^\circ$). Основная масса (60% породы) микролитовая с лейцитом, плагиоклазом, апатитом, магнетитом, авгитом; встречаются участки девитрифицированного стекла.

Лейцититы — более лейкократовые лиловато-серые породы с преобладанием лейцита во вкрапленниках и основной массе. Среди вкрапленников,

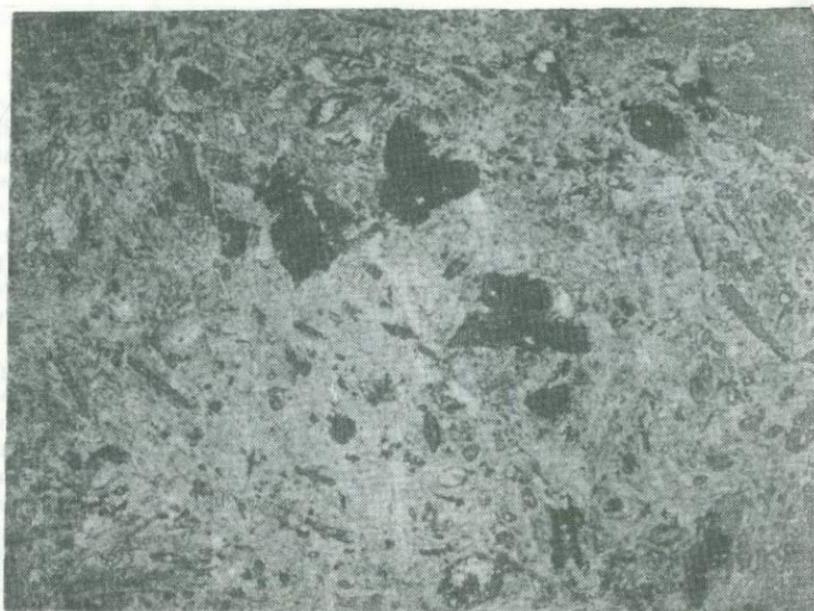


Рис. 17. Основная масса лейцитового трахита Даубабинского поля. Увеличено в 40 раз; без анализатора.

Черные вкрапления — гематитовые псевдоморфозы по пироксену

помимо лейцита (25% породы), большей частью замещенного анальцимом, присутствуют авгит (10%), оливин (замещенный кальцитом), частично опацизированный биотит ($N_g = 1,640$). Лейцит часто образует гломеропорфировые сростки. Основная масса (40–60%) оцелярово-микрولитовая, сложена лейцитом, авгитом, магнетитом. Лейцититы подверглись интенсивной карбонатизации и хлоритизации.

Эпилейцитовые фонолиты и эпилейцитсодержащие отличаются от эпилейцитовых трахибазальтов и тефритов значительным развитием ортоклаза во вкрапленниках и основной массе. Лейцитовые трахиты — розовато-серые порфировые породы с вкрапленниками лейцита (5–15%), ортоклаза (10–25%), плагиоклаза (3–5%, $A_n 30$), авгита (эгириин-авгита), биотита ($N_g = 1,655$), магнетита, редко оливина. Основная масса (70–85% породы) трахитовая (рис. 17), в ней преобладает калишпат с каемкой альбита, присутствуют также плагиоклаз ($A_n 15–25$), магнетит, апатит, пирит. Биотитовые трахиты не содержат лейцита, а биотит во вкрапленниках преобладает над авгитом; оливин отсутствует.

Латиты и трахиандезиты — представители субщелочных вулканитов. Латиты — серые порфировые породы с вкрапленниками авгита, калишпата и плагиоклаза ($A_n 45–48$). Основная масса микрولитовая (50–70%), сложена лейстами плагиоклаза ($A_n 25–30$) и калишпата, авгита и магнетита. Трахиандезиты также серые порфировые породы с вкрапленниками авгита, плагиоклаза ($A_n 40–50$), роговой обманки. В основной микролитовой или гиалопилитовой массе — лейсты плагиоклаза ($A_n 30–40$), магнетита.

Субвулканические породы Даубабинского поля, слагающие дайки, некки и штоки, представлены как породами, весьма близкими по составу и структуре к эффузивам (лейцитовые и щелочные трахибазальты,

лейцититы, трахиандезиты, трахиты), так и полнокристаллическими порфировидными породами (шонкинит-порфиры, сиенит-порфиры).

Шонкинит-порфиры, впервые описанные Т.В. Молчановой (1966 г.) — темные породы пестрой окраски (черно-розовато-зеленоватые), мелкозернистые, порфировидные. Вкрапленники представлены авгитом (35–45%), биотитом ($N_g = 1,651$; 0–15%), оливином (3%), опациitized амфиболом (6%). Основная масса имеет микрошонкинитовую или микропойкилитовую структуру, сложена в основном калишпатом (пелицитизированным), а также биотитом, авгитом, плагиоклазом (An 45), кальцитовыми псевдоморфозами по нефелину, апатитом, магнетитом. Встречаются мелкие цеолит-кальцитовые миндалины. Шонкинит-порфиры интенсивно карбонатизированы, вместе с кальцитом развиты мелкочешуйчатый флогопит ($N_g = 1,610$), сфен, пирит. Породы сильно выветрелые.

Сиенит-порфиры и субвулканические трахиты — лейкократовые буровато-красные породы, сложенные в основном ортоклазом. Субвулканические трахиты содержат в виде вкрапленников опациitized биотит, авгит, ортоклаз и плагиоклаз (An 32–35), изредка присутствует оливин или гастингсит. Основная масса трахитоидная — волокнистая масса калиевого полевого шпата с многочисленными мельчайшими включениями магнетита, иногда собранными в кучки. Сиенит-порфиры — более крупнокристаллические породы с порфировыми выделениями ортоклаза, плагиоклаза (An 35), авгита, роговой обманки и биотита, а основная масса ортофировой структуры сложена таблитчатыми зернами ортоклаза и плагиоклаза (An 30) с примесью темноцветных минералов.

Пропилитизация — интенсивно развитый метасоматический процесс, оказавший влияние на все эффузивные и вулканические породы Даубабинского поля. Ассоциация минералов: эпидот + хлорит + кальцит + гематит (гетит) + кварц + серицит — замещает частично или полностью все первичные минералы магматических пород. Среди пропилитизированных пород встречены прожилки гематита с кварцем и кальцитом, а также жилки барита и жилки кварца с магнетитом, пиритом и апатитом.

ПОРОДЫ МАССИВА ИРИСУ

Многофазный массив Ирису сложен пироксенитами, шонкинитами, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами, монцонитами и сиенитами.

Пироксениты представлены тремя разновидностями — это флогопитовые, флогопит-магнетитовые, ортоклазовые и анхимономинеральные пироксениты (см. табл. 4). Из них последние — черные мелкозернистые ясно порфировидные породы, сложенные зеленоватым салитом. Порфировидные выделения имеют зональное строение: в центре — бесцветный диопсид-салит, а по краям — зеленоватый салит. Изредка устанавливается единичный оливин (Фа 15). В породе постоянно присутствуют магнетит и апатит; М.П. Орлова (1960 г.) указывала также на аксессуарную темно-зеленую шпинель ($N = 1,720$). Встречаются линзы сидеронитовых пироксенитов. При развитии наложенной мелкочешуйчатой слюды (флогопит-биотит, $N_g = 1,630$ – $1,640$) появляются также гастингсит, сфен и пирит.

Флогопитовые пироксениты (рис. 18) — черные, зеленовато-черные породы, мелко-, среднезернистые, изредка наблюдаются участки крупнозернистых пород. Пироксениты сложены салитом и железистым флогопитом ($N_g = 1,620$ – $1,625$), составляющим от 10 до 25% породы, а также магнетитом (5–10%) и апатитом (до 5%). Встречаются единичные зерна оливина. В небольших количествах в интерстициях присутствует орто-

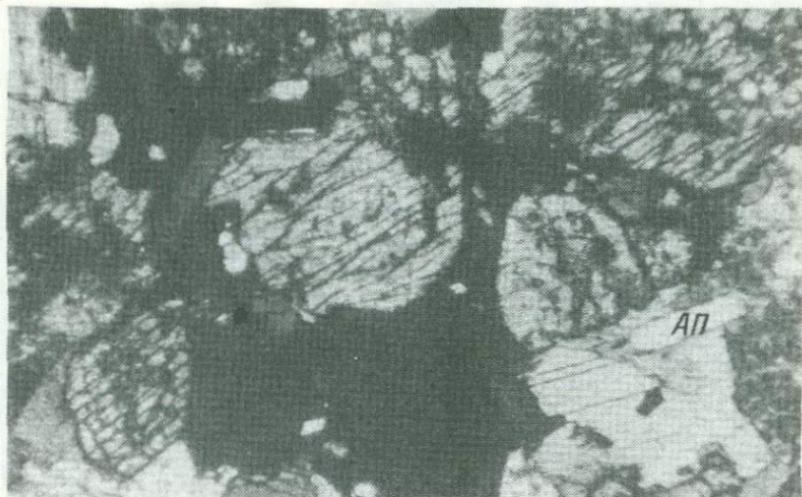


Рис. 18. Флогопитовый пироксенит массива Ирису с сидеронитовым магнетитом (черное поле) и апатитом. Увеличено в 40 раз

клас. По описаниям М.П. Орловой [87] и К.А. Абдрахманова [2], в интерстициях отмечены мелкие псевдолейцитовые агрегаты. Ортоклазовые пироксениты отличаются более кальциевым составом пироксена (фассаит, см. табл. 10) и присутствием ортоклаза (до 14%) в интерстициях и в виде пойкилокристаллов.

Шонкиниты Ирису — серые неравнозернистые (мелко- и среднезернистые) породы пятнисто-такситовой текстуры (рис. 19). Они неоднородны также и по составу (мелано-, мезо-, лейкократовые). Характерна шонкинитовая—пойкилитовая микроструктура. Выделяются псевдолейцитовые и нефелинсодержащие разности (см. табл. 5), которые макроскопически почти неразличимы.

Первичный парагенезис псевдолейцитовых шонкинитов: авгит-салит (салит) + оливин (Фа 33—36) + псевдолейцит + ортоклаз + биотит ($N_g = 1,640$) + магнетит (I) + апатит (I). Псевдолейцит распространен неравномерно, иногда его скопления образуют линзы. Позднепостмагматическая наложенная минерализация: гастингсит + биотит ($N_g = 1,645$) + меланит + + плагиоклаз (Ан 30—40) + сфен + апатит серый (II) + пирит. Характерна гидротермальная минерализация (серицит, кальцит, эпидот, гидроокислы железа). Псевдолейцит замещается агрегатом цеолитов. Нефелинсодержащие шонкиниты (рис. 20) отличаются присутствием нефелина, составом пироксена (авгит-салит с каемками эгирин-авгита); магнетит содержит 5% TiO_2 .

Нефелинсодержащие и псевдолейцитовые сиениты — светло-серые и серые, средне- и крупнозернистые породы. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, с большим идиоморфизмом пироксена в отношении калишпата. Выделенные разности имеют переходы и образуют общий тип пород, хотя в отдельных обнажениях отмечается то одна, то другая разновидность. В псевдолейцитовых сиенитах (см. табл. 7) первичный парагенезис имеет следующий состав: ортоклаз-пертит + псевдолейцит + эгирин-салит (салит-фассаит с эгирин-салитовой оторочкой; см. анализ № 19 в табл. 10) + оливин (1—2%, Фа 36) + апатит + магнетит + циркон. Наложенная минерали-

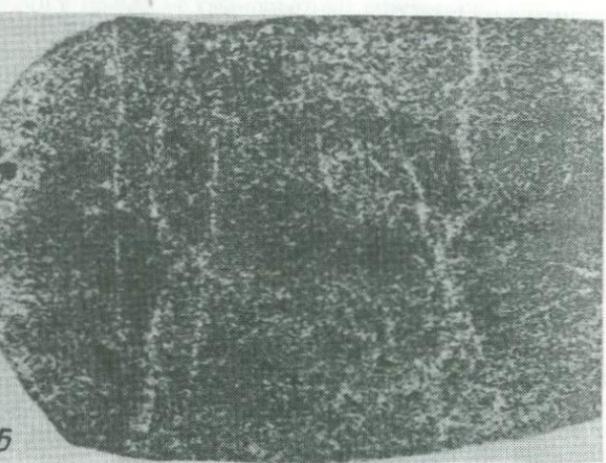
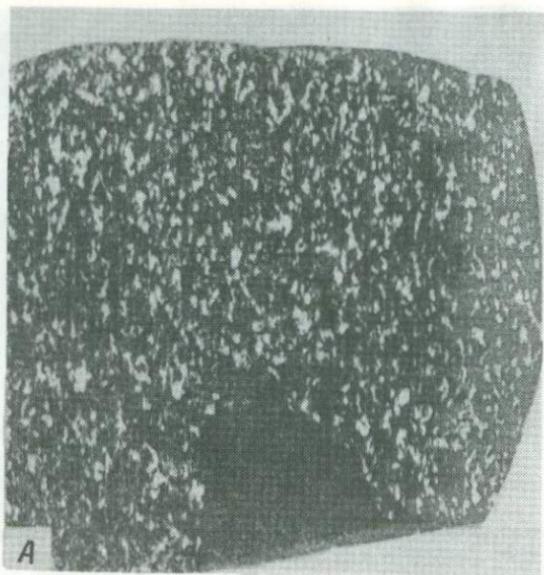


Рис. 19. Шонкиниты массива Ирису. Уменьшено

А — среднезернистые с ксенолитом пироксенита; Б — мелкозернистые пятнисто-такситовые

зация — ослюденение (железистый флогопит, $N_g = 1,635$). Гидротермальные минералы (хлорит, карбонат, гидроокислы железа) развиты неравномерно.

Нефелинсодержащие сиениты (см. табл. 7) вместо псевдолейцита содержат нефелин. Их отличительной чертой является наложенный парагенезис: гастингсит + альбит + меланит + биотит + сфен + апатит (II) + пирит. Иногда слюда преобладает, это биотит ($N_g = 1,650$) с повышенным содержанием микропримесей редких щелочных металлов (см. табл. 12). Гидротермальное изменение пород — развитие серицита, хлорита, эпидота, цеолитов и глинистых минералов.

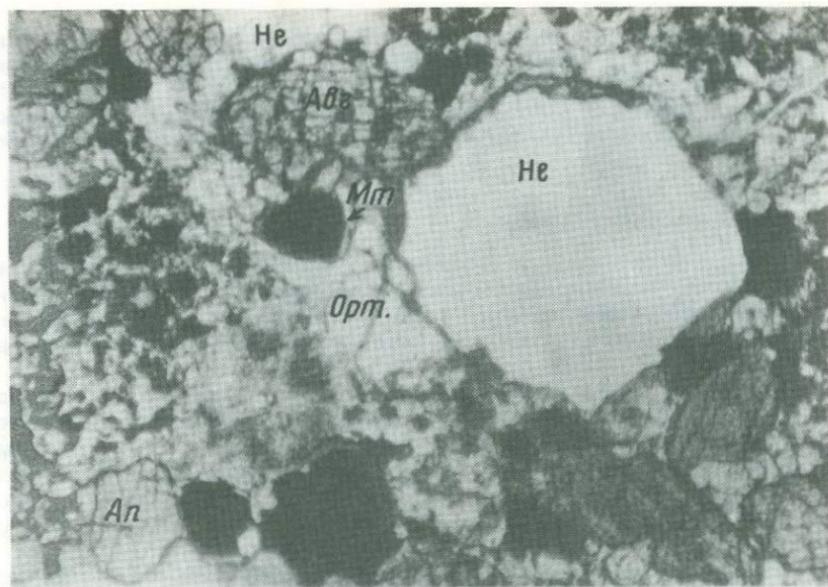


Рис. 20. Шонкинит массива Ирису с нефелином (He), Ортоклазом (Орт), авгитом (Авг), магнетитом (Мт) и апатитом (Ап). Увеличено в 40 раз, без анализатора

Монцониты — серые мелкозернистые и среднезернистые породы. В обнаженной восточной части массива породы имеют неравномернозернистую гипидиоморфнозернистую микроструктуру, лишь изредка приближающуюся к монцонитовой. Первичный парагенезис (см. табл. 8): натровый ортоклаз + плагиоклаз (Ан 25–50) + авгит + оливин (Фа 40, до 2%) + гастингсит + биотит + апатит + магнетит + циркон. Местами развиваются крупные чешуйки биотита ($N_g = 1,655-1,666$). Натровый ортоклаз ($2V = 65^\circ$) присутствует в виде ксеноморфных зерен; кроме того, развиты таблитчатые кристаллы ортоклаза. Плагиоклаз в виде мелких вrostков включен в натровом ортоклазе (Ан 50), в более лейкократовых разностях пород проявляются лейсты олигоклаза (Ан 25–30). Гастингсит местами образует шпирообразные обособления [2].

Сиениты Ирису — крупнозернистые, реже среднезернистые породы, мезократовые или лейкократовые, с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены в основном ортоклаз-пертитом (55–80%). Мезократовые сиениты (50–60% полевых шпатов), помимо ортоклаз-пертита, содержат плагиоклаз (олигоклаз Ан 20), авгит и гастингсит, немного биотита ($N_g = 1,640$), апатит, магнетит и сфен (см. табл. 8). Лейкократовые разности (70–80% полевых шпатов) сложены ортоклазом, олигоклазом (Ан 26–30), кварцем (до 4%), салитом, гастингситом; присутствуют меланит, сфен, биотит, а также апатит, магнетит, ильменит, циркон, торит. При наложенном ослюденении развивается биотит ($N_g = 1,650$); местами проявлена альбитизация.

Заключая характеристику пород массива Ирису, отметим следующие их особенности. Развитие многофазного щелочного магматизма шло по линии пироксениты — шонкиниты — псевдолейцитовые и нефелинсодержащие сиениты. Характерно широкое развитие псевдолейцитовых и биоти-

товых разностей. Щелочноземельные (субщелочные) монцониты и сиениты образовались в заключительный этап магматизма. Постмагматическая минерализация (биотит + меланит + гастингсит + апатит + сфен + пирит) развита во всех типах щелочных пород. Гидротермальная минерализация представлена хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, гидроокислами железа.

ПОРОДЫ МАССИВА КАИНДЫ

Породы Каиндинского многофазного массива представлены пироксенитами, шонкинитами, нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, пироксен-роговообманковыми и такситовыми сиенитами, монцонитами. Широко распространены дайки псевдолейцитовых сиенит-порфиоров (фергуситов).

Пироксениты — черные или зеленовато-черные породы, средне- и мелкозернистые, порфировидные. Текстура массивная, местами ясно выражена линейно-плоскостная ориентировка кристаллов пироксенов и слюды, подмеченная еще В.А. Николаевым [83]. Породы плотные, но разности с биотитом более рыхлые, легко разрушаются. По минеральному составу (см. табл. 4) выделяются четыре разновидности пироксенитов: анхимономинеральные, биотитовые, ортоклазовые, псевдолейцитовые.

Пироксениты первой разности сложены (см. табл. 4) в основном салитом, имеющим в более крупных кристаллах зеленоватую оторочку авгита. Встречаются отдельные кристаллы оливина, часто в виде хлоритовых псевдоморфоз. В.А. Николаевым [83] был описан валун пироксенита, по составу приближающегося к перидотиту, — в нем содержалось 10–15% оливина (Фа 16–18). Кристаллы салита имеют иногда зональный облик из-за характера распределения тонких пластинок и нитевидных выделений непрозрачного рудного вещества (по всей вероятности, ильменита и магнетита). Постоянно присутствие самостоятельных зерен магнетита (12–15%) и апатита (2–4%). Пироксениты биотитовые (см. табл. 4) наиболее распространенная разность. Они имеют ясную порфировидную структуру. Кроме салита, породы содержат 10–15% биотита ($N_g = 1,650–1,655$). Оливин в них не встречен. Иногда в интерстициях отмечаются ксеноморфные выделения ортоклаза. Магнетита и апатита в среднем еще больше, чем в анхимономинеральных разностях.

Пироксениты ортоклазовые сложены зеленоватым, довольно магнезиальным авгитом. Ксеноморфные зерна ортоклаза равномерно рассеяны в породе, составляя в среднем 7%; постоянно присутствуют магнетит и апатит. Встречается оливин (Фа 15–20). Биотит ($N_g = 1,640$) более магнезиальный, чем слюда биотитового пироксенита. Псевдолейцитовые (эпилейцитовые) пироксениты, впервые выделенные в Каинды В.А. Николаевым [83], образуют обособленный выход в средней части массива. Породы, кроме авгита, содержат овоидные выделения (от 2–3 до 12 мм) псевдолейцита (эпилейцита), составляющего 10–15% от массы породы. Иногда овоиды слегка сплющены. В псевдолейцитовых агрегатах, представляющих собой микрографические сростания, ортоклаз преобладает над нефелином. Последний почти всегда замещен серицитом.

Во всех разностях пироксенитов в той или иной степени развита наложенная минерализация, представленная зелено-бурым магнезиальным биотитом ($N_g = 1,635–1,640$), вместе с ним иногда развиты гастингсит, короткостолбчатый апатит (II), сростки магнетита, а также пирит и халькопирит. Более низкотемпературные минералы — серицит, эпидот-цоизит, хлорит, гидроокислы железа — отмечаются главным образом по трещинам.

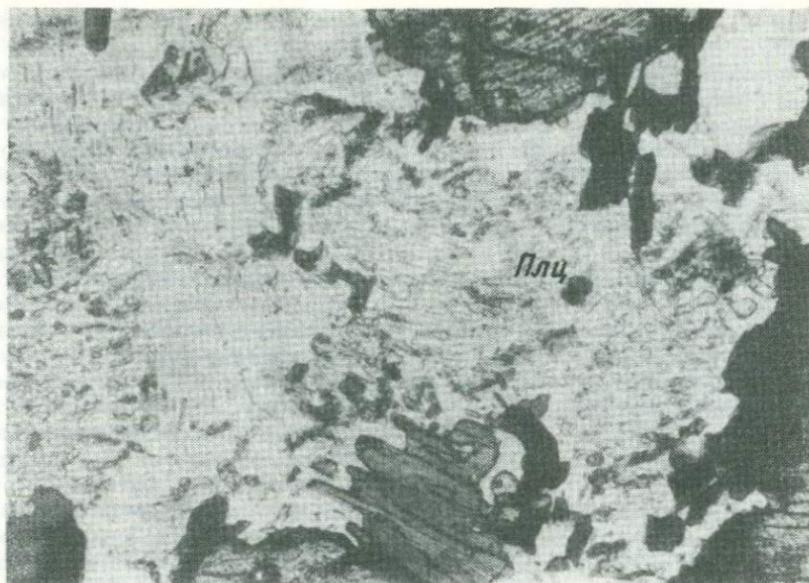


Рис. 21. Псевдолейцитовые агрегаты (Плц) в шонкините массива Каинды. Увеличено в 20 раз, без анализатора

Шонкиниты Каинды темно-серые, среднезернистые, плотные и массивные породы, иногда неяснополосчатые. Выделены псевдолейцитовые, нефелин-псевдолейцитовые и бесфельдшпатоидные разновидности шонкинитов (см. табл. 5).

Псевдолейцитовые шонкиниты (рис. 21) сложены следующей ассоциацией минералов: ортоклаз + псевдолейцит (эпилейцит) + салит (эгириносалит) + биотит ($N_g = 1,665$) + магнетит + апатит. Все минералы образуют включения в пойкилокристаллах ортоклаза, а также в промежутках между ними. При наложенной биотитизации ($N_g = 1,640$) появляется небольшое количество зерен олигоклаза, а также пирит и халькопирит. Характерные низкотемпературные образования: серицит + эпидот + хлорит + цеолит + лейкоксен; локально развиты кальцит с гематитом.

Бесфельдшпатоидные шонкиниты, несколько обособленные в юго-западной части массива, близки к псевдолейцитовым шонкинитам составом минералов и пойкилитовой структурой. Первичный парагенезис: ортоклаз + авгит + биотит ($N_g = 1,660$) + магнетит + апатит. При наложенном ослюденении (биотит — $N_g = 1,640$) появляется немного пирита.

Фельдшпатоидные сиениты Каинды — серые среднезернистые мезократовые породы. Выделяются псевдолейцитовые и нефелин-псевдолейцитовые, а также нефелиновые разновидности (см. табл. 7). Для псевдолейцитовых сиенитов характерен парагенезис первичных минералов: ортоклаз (ортоклаз-пертит) + псевдолейцит + эгирин-авгит + апатит + магнетит. Наложённая минерализация: биотит ($N_g = 1,640$) + меланит + сфен + альбит. Гидротермальные минералы: серицит, эпидот, хлорит, лейкоксен — развиты широко. Нефелиновые сиениты отличаются присутствием идиоморфных кристалликов нефелина, главным образом в виде включений в ортоклазе. Первичный парагенезис нефелиновых сиенитов: ортоклаз-пертит + нефелин + эгирин-авгит + магнетит + циркон + апатит (его меньше, чем в псевдо-

лейцитовых разностях). Наложенный биотит ($N_g = 1,663$) развивается вместе со сфеном.

Жильный псевдолейцитовый сиенит-порфир Каинды описывается, начиная с работ В.А. Николаева [82], как фергусит. Эта порода, образующая многочисленные дайки, сложена (см. табл. 7) ортоклаз-пертитом, псевдолейцитом, нефелином, авгитом с каемками эгириин-авгита, магнетитом и апатитом. Состав аналогичен интрузивной разности пород этого массива (см. табл. 7). В различной степени развиты наложенные постмагматические минералы: биотит ($N_g = 1,640$), меланит, сфен. Таким образом, это полевошпатовая порода с самостоятельным развитием, помимо фельдшпатоидов, ортоклаза. Между тем, фергусит по современной классификации щелочных горных пород — это бесполевошпатовая пироксен-лейцитовая порода [119]. В.А. Николаевым [83] описана единичная маломощная жила, почти сплошь состоящая из овоидов псевдолейцита, окруженных мелкозернистым агрегатом зеленого авгита. Порода этой жилы отвечает составу и строению фергусита.

Монцитоны Каинды — серые (до темно-серых) мелко- и среднезернистые породы, обладающие монцитонитовой микроструктурой. В составе монцитонитов (см. табл. 8) андезин ($A_n 45-50$, иногда на периферии кристаллов $25-30$) преобладает над ортоклазом. Цветные минералы представлены авгитом и биотитом ($N_g = 1,660$). В.А. Николаев [83] описал в этих породах мелкие псевдоморфозы по оливину, сложенные агрегатом ромбического пироксена с примесью магнетита, хлорита, биотита. Постоянные аксессуары монцитонитов — апатит и магнетит.

Сиениты — лейкократовые светло-серые породы, сложенные преобладающим ортоклазом (до 70%), а также зональным олигоклаз-андезином ($A_n 20-40$), авгитом с апатитом и магнетитом. Местами присутствует немного кварца. Наложенная роговая обманка частично замещает авгит, вместе с ней появляются меланит и сфен. При поздних изменениях породы по полевым шпатам развиваются серицит и эпидот. Кроме лейкократовых сиенитов, в восточной части массива имеются выходы сиенитов такситовой структуры, где наблюдается пятнисто-линзовидная перемежаемость более меланократовых, обогащенных цветными минералами, и лейкократовых разновидностей.

Заключая характеристику массива Каинды, отметим, что здесь, так же как и в массиве Ирису, наблюдается закономерная смена пород: пироксениты → шонкиниты → фельдшпатоидные сиениты. Петрографическим разнообразием отличаются пироксениты, среди которых особенно интересны псевдолейцитовые разности, местами приближающиеся по составу к миссуритам. Наложенная минерализация пород обычна — это биотит + апатит + сфен + пирит, реже к ним присоединяются меланит, гастингсит, альбит.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Изучение петрографии калиевых щелочных пород выбранных объектов Центрально-Алданской и Западно-Галасской провинций позволило установить особенности состава каждой из пород, слагающих магматические тела этих сложных щелочных комплексов.

Калиевые щелочные породы представлены разнообразными вулканическими и интрузивными типами, причем среди вулканических пород, местами значительно измененных, можно заметить присутствие вулканического стекла (щелочные базальтоиды Даубабинского поля и Якокут-

ского комплекса), а интрузивные породы имеют облик малоглубинных образований с неравномернозернистыми порфировидными (до микрокристаллическими) структурами. В составе пород определяющую роль играют лейцит и псевдоморфозы по нему, первичный флогопит и некоторые другие минералы.

Главный метасоматический процесс, изменяющий калиевые щелочные породы, — ослюденение (флогопит-биотит). Среди щелочных сиенитов и лейцититов широко распространена мусковитизация, серицитизация. Основная масса вулканитов часто карбонатизирована, развиты анальцит, цеолиты.

Детальное петрографическое изучение позволило выделить несколько разновидностей пироксенитов (анхимономинеральные, биотитовые, ортоклазовые, псевдолейцитовые разновидности). Среди шонкинитов и фельдшпатоидных сиенитов выделены псевдолейцитовые, нефелин-псевдолейцитовые и нефелиновые разновидности. Довольно широко развиты бесфельдшпатоидные шонкиниты. Для калиевых щелочных вулканитов характерно разнообразие форм и состава вкрапленников (1—2 генерации); объем основной массы часто преобладает над вкрапленниками, составляя 60—85%.

Петрографическое изучение калиевых щелочных комплексов позволяет определить естественные породные ассоциации, характерные для каждого комплекса. Они оказались близкими как для комплексов, входящих в состав Центральной-Алданской провинции, так и для аналогичных проявлений Западно-Таласской провинции.

Сопоставление эквивалентных интрузивных и вулканических пород показало близость или аналогию состава слагающих их минералов и их соотношений. Наряду с геологическими признаками (тесная пространственная и временная сопряженность, общая последовательность изменения состава пород в ассоциациях) это позволяет считать калиевые щелочные породы интрузивных и вулканических ассоциаций комагматическими образованиями.

Изучение взаимоотношений ультраосновных типов пород (калиевые перидотиты, калиевые пироксениты) с другими калиевыми щелочными породами исследованных магматических комплексов показало определенную близость их состава, а также закономерное положение в ряду пород, образующих естественную ассоциацию. Тесная пространственная связь в единых магматогенных структурах может также свидетельствовать о комагматичности ультраосновных и других калиевых щелочных пород.

В обеих изученных провинциях интрузивные и вулканические ассоциации вполне сопоставимы и аналогичны по составу (см. табл. 2). Нам представляется, что их можно объединить в единую калиевую щелочную магматическую серию. Она включает щелочные гипербазиты (калиевые перидотиты, пироксениты и лимбургиты, пикриты), щелочные базиты (шонкиниты и калиевые щелочные трахибазальты, тефриты, лейцититы), фельдшпатоидные (лейцитовые и нефелиновые) сиениты и фонолиты, щелочные сиениты и трахиты. Во всех случаях изменение состава последовательных фаз шло от ранних, наиболее меланократовых типов пород (гипербазиты) к поздним лейкократовым (щелочные сиениты и трахиты). Правомерность выделения такой общей магматической серии подтверждается при рассмотрении петрографии калиевых щелочных проявлений других провинций (см. табл. 3), особенно таких магматических комплексов, как Ишимский (Центральный Казахстан) и др.

Специфика состава калиевых щелочных пород еще более отчетливо выступает в результате проведенного детального изучения слагающих их минералов.

Глава третья

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И ВЕДУЩИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Особенности минерального состава калиевых щелочных интрузивных и вулканических пород определяются в первую очередь наличием первично-магматических калийсодержащих минералов — ортоклаза, лейцита и агрегатов, его замещающих, нефелина с примесью кальсилита, флогопита. Во всех породах (табл. 9) главный темноцветный породообразующий минерал — пироксен. Ему сопутствуют оливин и первично-магматические слюды. Плаггиоклаз характерен не только для щелочных базальтов, он встречается и в других калиевых вулканиках. Среди минералов постмагматической серии наиболее распространены слюды, в некоторых случаях сопровождаемые меланитом, гастингситом или хромдиопсидом. В стадию гидротермальной переработки широко развиваются мусковит, серицит, кальцит, цеолиты, хлорит и другие минералы.

Главные акцессорные минералы калиевых щелочных пород — магнетит и апатит. Они распространены и среди постмагматических парагенезисов. Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов поз-

Таблица 9

Минеральные парагенезисы калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинции

№ п/п	Магматические										Акцессорные
	Породообразующие										
	Пи	Ол	Би-Фл	Амф	Орт	Лц	Неф	Пл	Мт	Ап	
1	++	++	+	-	+	+	-	+	+	+	Хр
2	++	+	+	-	+	+	-	-	++	+	Шп
3	++	+	++	-	++	++	++	-	+	+	Цл, Ил, Хр
4	++	+	-	-	++	++	+	+	+	+	Цл
6	++	-	-	-	++	-	++	+	+	+	Цл, Ил
6	++	-	-	++	++	-	-	+	+	+	Цл, Ил, Флю
7	++	++	-	-	-	-	-	-	+	+	Ф. Хр, Пирр
8	++	++	-	-	-	-	-	+	+	+	Пир
9	++	-	+	-	++	-	-	++	+	+	-
10	++	++	-	-	+	++	-	++	+	+	-
11	+	++	+	+	++	++	-	++	+	+	-
12	++	++	++	-	+	++	-	+	+	+	-
13	++	-	++	-	++	++	++	+	+	+	Сф, Цл, Флю
14	++	+	++	+	++	++	-	+	+	+	Цл, Пир, Флю
15	++	-	++	-	++	-	+	+	+	+	Цл

1 — калиевые перидотиты; 2 — калиевые пироксениты; 3 — шонкиниты; 4 — псевдолейцитовые сиениты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — щелочные сиениты; 7 — калиевые лимбургиты; 8 — калиевые пикриты; 9 — щелочные ортоклазовые базальты; 10 — лейцитовые базальты; 11 — лейцитовые тефриты; 12 — лейцититы; 13 — лейцитовые (эпилейцитовые) фонолиты; 14 — лейцитовые трахиты; 15 — биотитовые трахиты

++ — главные минералы; + — второстепенные минералы; — — минерал отсутствует

Таблица 9 (продолжение)

№ п/п	Постмагматические, высокотемпературные							Акцессорные
	Породообразующие							
	Би-Фл	Гр	Амф	ХДи	Пи	Пл	Ми	
1	++	-	-	++	-	-	-	Пир, Пирр
2	++	-	+	-	-	-	-	Ап, Сф, Флю, Пир
3	++	+	+	+	+	+	-	Флю, Сф, Ап, Пир
4	++	+	+	+	-	+	-	Сф, Ап, Пир
5	++	++	++	-	+	+	+	Ап, Сф, Пир, Орт, Флю, Ил
6	+	-	-	-	-	+	+	Сф, Ру, Пир, Ин, Ба, Мт, Ил
7	++	-	-	-	-	-	-	-
8	-	-	-	-	-	-	-	-
9	-	-	-	-	-	-	-	-
10	-	-	-	-	-	-	-	-
11	-	-	-	-	-	-	-	Кан
12	-	-	-	-	-	+	-	Ап, Мт, Пир
13	++	+	-	-	+	+	-	Ап, Флю, Сф
14	+	+	-	-	-	+	-	-
15	+	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 9 (окончание)

№ п/п	Постмагматические, низкотемпературные						Акцессорные
	Породообразующие						
	Му, Сер, Гфл	Клц	Кв	Эп, Хл	Цл, Аи		
1	-	+	-	-	-	-	-
2	-	+	-	+	-	-	Гет и др.
3	+	+	-	+	+	+	Гет, Лим, Лейк
4	++	+	-	+	+	+	Лей, Гет и др.
5	++	-	+	+	-	-	Фюл, Гем, Пир
6	+	-	+	+	-	-	Флю, Гем
7	-	++	-	-	-	-	-
8	-	++	+	++	-	-	Гем
9	-	++	+	++	++	++	Гем
10	-	++	-	+	+	+	Гем
11	-	++	+	++	++	++	Гем
12	+	++	+	++	+	+	Гем
13	++	+	-	-	+	+	Флю, Гет и др.
14	++	++	+	++	+	+	Гем
15	+	+	+	+	-	-	Гем

воляет выявить их типоморфные черты, присущие минералам каждой из описываемых калиевых щелочных пород и их совокупности в целом. Анализ первичных, постмагматических и гидротермальных парагенезисов минералов (см. табл. 9) позволяет более детально охарактеризовать особенности вещественного состава калиевых щелочных пород и их эволюцию на постмагматическом этапе.

Ниже приводится характеристика групп породообразующих и ведущих аксессуарных минералов. Химический состав и оптические свойства минералов даны в табл. 10—17.

ПИРОКСЕНЫ

Это группа главных породообразующих минералов почти всех калиевых щелочных и сопутствующих им пород обеих провинций. Среди пироксенов, представленных только моноклинной подгруппой, выделяются диопсиды, салиты и авгиты, эгирин-авгиты до эгиринов. Наиболее широко распространены салиты и авгиты, входящие в состав калиевых перидотитов и пироксенитов, шонкинитов, некоторых псевдолейцитовых сиенитов (Якокут), монзонитов, сиенитов, а также почти всех калиевых щелочных базальтов.

Диопсиды установлены только в составе лимбургитов, а их хромистые разновидности характерны для метасоматических пород Инагли. Эгирин-авгиты и эгирины — характерные породообразующие минералы нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов, лейцитовых трахитов; кроме того, совместно с альбитом они развиваются локально в постмагматический период минералообразования.

Химический состав пироксенов характеризуется 26 оригинальными анализами (табл. 10). На графике составов по *Fe*, *Mg* и *Ca* (рис. 22) анализированные пироксены образуют компактную площадь в поле салитов, а также в пограничной части поля авгитов и фассаитов. Колебания состава этой группы пироксенов невелики: 10—26 по *Fe* и 43—49 по *Ca*; имеются лишь единичные случаи отклонений по *Ca* (39 и 53): фассаит в ортоклазовом пироксените Ирису и авгит с *Ca* 39 в тефрите Даубабы. На данном графике видно, что конфигурация поля салит-авгитов — характерных пироксенов калиевых щелочных пород — отличается от поля пироксенов пород натриевого химизма — уртит-мельтейгитов и пироксенитов [58].

Салиты и авгиты содержат от 0,10 до 1,30% TiO_2 . Замечено, что салиты-авгиты щелочных пород Алдана содержат менее 0,5% TiO_2 , а пироксены таких же пород Западно-Таласской провинции — более 0,6%. Колебания содержания Al_2O_3 значительны — от 0,2 до 6,7%, они коррелируются с TiO_2 . Примесь MnO в среднем 0,1—0,3%, но в салитах сиенитов Ирису, Якокута, трахитов Якокута и щелочных базальтов Даубабы поднимается до 0,8—1,0%.

Среди микроэлементов, присутствующих в пироксенах (в г/т), отметим хром, общий фон содержания которого 60—200; значительно повышено содержание хрома в магнезиальном авгите пикрита (1174). Содержание ванадия колеблется в пределах 25—100, несколько повышено оно в магнезиальных разностях авгитов. Микропримеси никеля (50—100) и кобальта (20—50) составляют общий фон. Из других микропримесей отметим 5—10 меди (в салитах шонкинитов Ирису — 86), 1—5 свинца. Стронций (920) и барий (150) определялись только в салит-авгитах шонкинитов Инагли.

Диопсид из лимбургита Якокута характеризуется особенно высокой магнезиальностью: *Fe* 3. Примеси *Ti*, *Al*, *Mn*, *Na* в этом пироксене незначи-

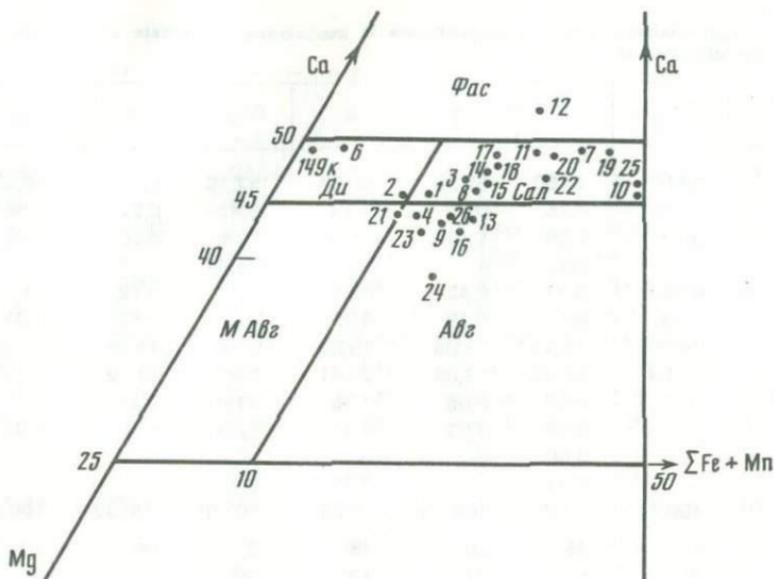


Рис. 22. Состав пироксенов калиевых щелочных пород на диаграмме Х.Хесса [30], детализированной И.В. Гинзбург [31]
 Цифры соответствуют номерам табл. 10.

тельно, заметно содержание хрома (1900). Состав хромдиоксидов метасоматических пород Инагли, в которых хрома 3200—5600, заметно колеблется: Fe 2—9, Ca 45—49; Al_2O_3 в них 1,29%. Из микропримесей (в г/т) отметим в них 30 олова и 30 циркония, 520 стронция и 270 бария.

Из группы эгирин-авгитов и эгиринов описываемых пород был analyzed эгирин щелочного сиенитового пегматита Инагли (№ 5 в табл. 10). Он содержит 1,4% TiO_2 , примесь MgO и CaO небольшая. Заметно повышено содержание микропримесей (в г/т) ванадия (500), стронция (790), бария (184) и особенно свинца (до 100). Во многих авгит-салитах, описанных выше, примесь эгиринового минала составляет от 1 до 17%.

Проведено сопоставление состава салитов-авгитов, входящих в состав пород, от ранних интрузивных фаз к поздним (например, в серии пироксениты — шонкиниты — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты Ирису). Вариации состава оказались незначительными, они находятся в пределах колебания состава пироксенов одного типа пород (например, для авгитов-салитов из шонкинитов).

Состав пироксенов часто меняется в пределах одного кристалла, причем имеет место зональность двух типов: зональность роста, отмеченная в порфиридных выделениях салитов-авгитов перидотитов Инагли и пироксенитов Ирису, Каинды; зональность замещения — обрастание салит-авгита эгирин-авгитом и эгирином с коррозией и частичным замещением более раннего пироксена. Это явление широко развито в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах Якокута, Ирису и Каинды, в лейцитовых фonoлитах Даубабы. Зональность устанавливается главным образом оптическими методами, причем в салитах-авгитах перидотитов и пироксенитов она подчерки-

Таблица 10

Состав и оптические свойства пироксенов и амфибола калиевых щелочных и сопутствующих пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	53,02	52,60	53,38	51,83	52,16	55,39	50,60
TiO ₂	0,39	0,16	0,50	0,10	1,43	0,22	0,50
Al ₂ O ₃	0,87	1,29	1,45	1,10	1,25	0,35	3,52
Fe ₂ O ₃	—	2,32	—	3,86	25,44	—	—
FeO	6,85	3,71	8,43	3,71	1,43	1,72	11,54
MnO	0,13	0,15	0,18	0,20	0,06	0,12	0,83
MgO	16,90	16,31	13,86	15,83	3,16	17,28	10,28
CaO	22,64	22,32	22,08	21,41	3,82	24,98	23,37
Na ₂ O	0,31	0,59	0,65	0,95	11,04	0,19	1,19
K ₂ O	—	0,09	0,03	0,11	0,05	0,08	0,02
H ₂ O ⁻	—	0,00	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,21	—	0,25	0,17	—	—
Σ	100,11	99,75	100,36	99,35	101,95	100,33	100,85
Mg	45	46	40	45	9	48	30
Fe	10	9	13	12	80	3	20
Ca	45	45	47	43	11	49	50
Ng	1,702	1,700	1,705	1,703	1,809	1,694	1,712
Np	1,674	1,672	1,680	1,679	1,760	1,670	1,685
c Ng	40°	42°	43°	40°	85°	38°	46°
2 V	—	+60°	+58°	+59°	+55°	—	—
Ca	0,90	0,89	0,91	0,86	0,16	0,98	0,92
Na	0,02	0,04	0,05	0,07	0,81	0,01	0,08
K	—	0,01	—	0,01	—	—	—
Mg	0,91	0,88	0,76	0,84	0,18	0,93	0,58
Fe ²⁺	0,16	0,11	0,25	0,15	0,04	0,06	0,36
Fe ³⁺	—	0,06	—	0,08	0,73	—	—
Ti	0,01	—	0,01	—	0,04	0,01	0,01
Mn	—	—	—	0,02	—	0,01	0,03
Cr	—	0,02	—	—	—	—	—
Al	—	—	0,02	—	0,04	—	—
Si	1,95	1,94	1,96	1,93	1,98	1,99	1,92
Al	0,05	0,06	0,04	0,06	0,02	0,01	0,08
V	120	—	100	500	—	—	—
Ni	680	—	62	—	—	—	—
Co	100	—	38	44	—	—	—
Sr	525	920	—	792	—	—	—
Ba	270	150	—	134	—	—	—

Инаглинский комплекс: 1 — авгит-салит из калиевого перидотита, 2 — хромдиопсид из хромдиопсид-флогопитовой породы, 3 — салит из шонкинита, 4 — авгит из шонкинита, 5 — эгирин из пегматита; Якокутский комплекс: 6 — диопсид из калиевого лимбургита, 7 — салит из трахита, 8 — салит из калиевого пироксенита, 9 — авгит из микрошонкинита, 10 — салит-авгит из авгитового сиенита; Ирисуйский комплекс: 11 — салит из калиевого пироксенита, 12 — фассаит из ортоклазового пироксенита, 13 — авгит из шонкинита, 14, 15 — салиты из шонкинита, 16 — авгит из меланократового сиенита, 17, 18 — салиты из сиенита, 19 — салит из эпилейцитового сиенита; Каиндинский комплекс: 20 — салит из калиевого пироксенита, 21 — авгит магнезиальный из

8	9	10	11	12	13	14
54,46	51,96	52,94	48,14	47,84	50,36	53,32
0,08	0,44	0,08	0,85	0,82	0,20	0,43
0,21	2,17	1,20	4,07	5,60	3,43	1,26
—	—	4,43	—	5,32	3,35	—
8,84	8,04	13,62	6,06	3,88	5,06	8,30
0,06	0,27	1,00	0,26	0,21	0,31	0,19
12,94	14,07	8,46	11,84	10,64	14,25	13,82
21,16	20,47	18,97	23,18	24,26	12,22	22,99
2,98	0,74	2,16	0,79	0,68	0,79	0,68
0,01	0,10	0,06	0,06	0,16	0,21	0,01
—	—	—	—	0,04	—	—
—	—	—	0,66	0,26	0,28	—
100,74	99,23	98,46	100,49	99,71	99,46	100,00
39	42	28	35	32	41	39
15	14	26	17	15	15	14
46	44	46	48	53	44	47
1,710	1,710	1,715	1,710	1,706	1,716	1,712
1,682	1,684	1,688	1,683	1,678	1,688	1,684
44°	43°	45°	40°	—	45°	43°
—	+62°	+60°	—	—	—	—
0,76	0,82	0,82	0,94	0,95	0,90	0,91
0,21	0,05	0,16	0,06	0,05	0,07	0,05
—	—	—	—	—	0,01	—
0,72	0,80	0,49	0,67	0,61	0,76	0,76
0,30	0,28	0,45	0,12	0,13	0,15	0,26
—	—	—	0,19	0,15	0,08	—
—	0,01	—	0,02	0,02	—	0,01
—	0,01	0,03	—	0,01	0,01	—
—	—	—	—	—	—	—
0,01	0,03	0,05	—	0,08	0,02	0,01
2,00	1,93	7,00	1,82	1,83	1,88	1,96
—	0,07	—	0,18	0,17	0,12	0,04
—	—	—	254	200	150	260
—	—	—	40	10	100	96
—	—	—	80	30	50	66
—	—	—	—	300	100	—
—	—	—	—	—	—	—

ортоклазового пироксенита, 22 — салит из шонкинита; Даубабинское вулканическое поле: 23 — авгит из калиевого пикрита, 24 — авгит из эпидейцитового тефрита, 25 — салит из щелочного трахибазальта, 26 — авгит из лейцитового трахибазальта; Инаглинский комплекс: 27 — хромдиопсид из хромдиопсид-флогопитовой породы [59] 28 — амфибол-эккерменит из щелочного сиенита.

Химические анализы производились в ИГЕМ АН СССР: № 2, 4, 13, 16, 22–26, 28 — Е.М. Нактинас, 11, 12, 17, 19–21 — А.И. Гусева, 27 — М.Г. Замуруева; рентгеноспектральные анализы: № 1, 3, 5, 14, 15 — С.Е. Борисовский, № 6–10, 18 — И.В. Гришина. Определение элементов-примесей — Н.В. Королева и Л.Ф. Карташова.

Таблица 10 (окончание)

Компо- нент	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	52,66	49,60	50,15	52,19	44,64	46,46	51,29
TiO ₂	0,82	0,23	0,61	0,68	1,30	0,95	0,30
Al ₂ O ₃	3,19	4,22	3,59	3,94	6,73	5,35	2,01
Fe ₂ O ₃	—	3,38	5,04	—	7,48	5,42	3,98
FeO	7,70	5,06	3,02	7,80	6,08	6,02	2,87
MnO	0,49	0,19	0,81	0,68	0,26	0,21	0,15
MgO	13,57	15,02	12,00	13,84	9,04	11,26	16,10
CaO	22,05	20,59	21,82	23,18	23,38	23,12	21,53
Na ₂ O	0,40	0,79	0,81	0,88	1,04	0,63	0,74
K ₂ O	0,02	0,30	0,31	0,04	0,81	0,36	0,18
H ₂ O	—	—	0,20	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,23	0,67	—	0,40	0,40	0,82
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,01	—	0,02	0,01	0,05
Σ	100,62	99,61	99,50	100,83	100,16	100,18	100,00
Mg	40	44	38	39	28	33	46
Fe	13	13	13	14	23	18	10
Ca	47	43	49	47	49	4	44
Ng	1,710	1,708	1,710	1,710	1,718	1,710	1,700
Np	1,682	1,680	1,682	1,682	1,600	1,682	1,682
c Ng	42°	—	44°	49°	46°	46°	41°
2V	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,88	0,83	0,89	0,86	0,89	0,94	0,86
Na	0,02	0,06	0,06	0,06	0,07	0,04	0,06
K	—	0,02	0,02	—	0,04	0,02	0,01
Mg	0,75	0,83	0,68	0,71	0,52	0,64	0,89
Fe ²⁺	0,33	0,15	0,10	0,22	0,20	0,19	0,07
Fe ³⁺	—	0,08	0,15	—	0,22	0,15	0,10
Ti	—	0,01	0,02	0,01	0,04	0,02	0,01
Mn	0,02	—	0,01	0,01	0,02	0,01	—
Cr	—	—	—	—	—	—	—
Al	0,09	0,02	0,07	0,11	0,01	—	—
Si	1,95	1,85	1,90	1,81	1,70	1,77	1,90
Al	0,05	0,15	0,10	0,19	0,30	0,23	0,10
V	—	200	300	—	200	200	200
Ni	—	107	10	—	70	30	60
Co	—	73	20	—	60	60	500
Sr	—	—	—	—	—	—	500
Ba	—	—	—	—	—	—	—

вается заметным изменением показателей преломления от центра к периферии кристаллов (например, Ng от 1,698 до 1,705 в перидотитах Инагли или Ng от 1,700 до 1,712 в пироксенитах Ирису). Кроме того, зональность некоторых салитов-авгитов выявлена благодаря выделению в зонах роста тонкой сетки пластинчатых вростков магнетита, образовавшихся в результате распада фаз в твердом кристалле. Такая зональность характерна для салитов пироксенитов Каинды.

22	23	24	25	26	27	28
48,50	50,10	53,89	49,30	48,94	53,29	54,40
0,66	0,56	1,09	0,36	0,78	0,14	0,26
3,68	4,32	5,84	3,12	4,71	—	0,70
6,64	2,90	3,37	7,28	3,04	0,58	4,92
5,08	4,05	4,22	6,89	5,49	1,19	3,02
0,26	0,16	0,33	0,95	0,21	0,03	0,04
11,24	15,54	14,36	20,15	14,30	17,97	20,07
21,68	21,10	16,78	18,52	21,10	25,07	2,93
1,35	0,55	0,42	1,61	0,44	0,45	7,30
0,29	0,16	0,20	0,53	0,09	0,05	2,77
0,01	—	0,33	0,21	—	0,15	0,06
0,49	0,28	0,81	0,69	0,25	—	1,82
0,01	0,24	0,18	0,01	—	0,48	0,14
99,82	99,72	100,50	99,62	99,45	99,40	99,62
34	45	47	27	42	49	
19	11	14	26	14	2	
47	44	39	47	44	49	
1,712	1,700	1,698	1,716	1,709	1,698	1,638
1,684	1,672	1,682	1,688	1,682	1,670	1,622
46°	40°	40°	42°	50°	62°	32°
—	+60°	+62	—	—	—	—
0,88	0,85	0,67	0,84	0,85	0,99	0,46
0,10	0,04	0,03	0,12	0,03	0,03	2,09
0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	—	0,51
0,63	0,85	0,64	0,49	0,80	0,97	4,30
0,16	0,02	0,14	0,22	0,17	0,01	0,37
0,19	0,08	0,10	0,22	0,04	0,01	0,55
0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	—	0,03
—	—	—	0,03	—	—	0,01
—	—	—	—	—	0,03	—
—	0,04	0,25	0,05	0,08	—	0,12
1,84	1,86	1,98	1,91	1,84	1,97	7,90
0,16	0,14	0,02	0,09	0,16	—	0,12
500	274	—	200	—	—	420
10	96	100	—	—	—	
30	62	100	—	—	—	
1000	—	—	—	120	—	2700
300	—	—	10	—	—	570

ОЛИВИНЫ

Оливины входят в состав перидотитов, лимбургитов, пикритов; вкрапленники оливина распространены в щелочных и лейцитовых трахибазальтах, тефритах. Как второстепенный минерал оливин присутствует в шонкинитах, пироксенитах, лейцитовых феолитах и трахитах. По составу среди оливинов выделяются форстериты (2—10 Фа), хризолиты (11—

Таблица 11

Химический состав и оптические свойства оливинов калиевых щелочных пород и калиевых гипербазитов

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,86	38,93	40,86	39,70	36,07	36,24
TiO ₂	—	—	0,02	0,03	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	—	—	0,04	0,04	—	0,13
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—
FeO	21,68	25,55	7,49	26,14	30,98	35,71
MnO	0,35	0,69	0,39	0,58	1,06	1,08
MgO	38,62	34,81	48,95	33,55	33,17	30,74
CaO	0,10	—	—	0,17	0,20	0,29
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,05
K ₂ O	—	—	0,02	—	0,02	0,05
Cr ₂ O ₃	—	—	0,07	—	0,06	0,10
Σ	99,61	100,13	98,84	100,17	101,62	104,20
Фа	23,0	29,0	10,0	32,0	35,5	36,0
Фo	76,6	70,5	89,6	67,0	63,5	63,0
Tf	0,4	0,5	0,4	0,5	1,0	1,0
Mg	1,51	1,39	1,79	1,38	1,29	1,26
Fe ²⁺	0,46	0,58	0,19	0,65	0,69	0,72
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Ca	0,02	—	0,01	0,01	0,01	0,01
Si	1,01	1,03	1,00	1,01	0,97	0,98
Ng	1,710	1,730	1,695	1,745	1,750	1,752
Np	1,670	1,692	1,665	1,715	1,715	1,718
2V	-87°	80°	90°	-80°	-80°	-78°

Инаглинский комплекс: 1 — из калиевого перидотита, 2 — из шонкинита (рентгеноспектральный анализ, аналитик С.Е. Борисовский); Якокутский комплекс: 3 — из калиевого лимбургита; Ирисуйский комплекс: 4, 5 — из шонкинита, 6 — из псевдолейцитового сиенита (рентгеноспектральный анализ, аналитик Н.В. Гришина).

29 Фа) и гиалосидериты (33—40 Фа). В нашем распоряжении имеется 6 анализов состава оливинов, определенных химическим и рентгеноспектральными методами.

Форстерит — главный породообразующий минерал гипербазитов — калиевых перидотитов, а также калиевых лимбургитов. Форстерит лимбургитов Якокутского комплекса с Фа 8—10 содержит 500 г/т хрома, а также небольшие примеси Mn, Ti, Al (табл. 11).

Хризолит входит в состав перидотитов Инагли, пироксенитов Ирису и Каинды, шонкинитов Инагли, пикритов Даубабы. В калиевых перидотитах Инагли, так же как в дунитах, отмечен оливин разного состава: форстерит-хризолит с Ng 1,689 (Фа 10) и хризолит с Ng 1,702—1,710 (Фа 15—24). По ним развивается серпентин с Ng 1,548. В калиевых пироксенитах Ирису и Каинды наблюдается оливин состава хризолита с Фа 12—20. В шонкинитах Инагли хризолит наиболее железистый (Фа 25—29). В пикритах хризолит Фа 10—12 образует вкрапленники, часто замещенные иддингситом.

Гиалосидерит распространен в шонкинитах, псевдолейцитовых сиенитах и монцонитах Ирису, в монцонитах Каинды, а также, по-видимому, в лейцитовых базальтах, тефритах, лейцититах Даубабинского вулканичес-

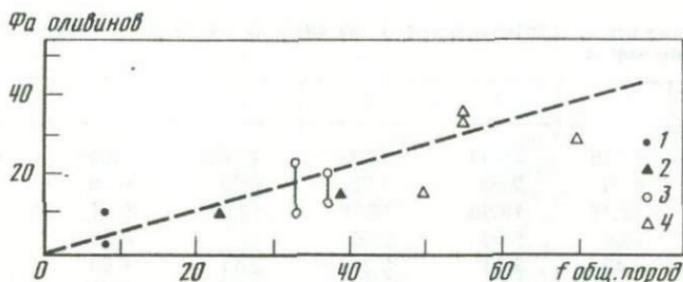


Рис. 23. Состав оливинов в зависимости от общей железистости пород
 1 — форстериты дунитов; 2 — хризолиты перидотитов, пироксенитов; 3 — хризолиты и гиалосидериты шонкинитов; 4 — гиалосидерит псевдолейцитового сиенита

кого поля. Вкрапленники оливина в щелочных базальтах редко сохраняются свежими, обычно они замещены железистым биотитом или кальцитом вместе с гидроокислами железа. Гиалосидерит шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов (см. табл. 11) отличается повышенной примесью MnO . Среди микроэлементов определен только хром (400–700 г/т). Вариации состава оливина в зависимости от химизма пород показаны на рис. 23, где видна корреляция в отношении содержания Fe в оливинах и коэффициента общей железистости пород: от ранних фаз к поздним (например, от пироксенитов к псевдолейцитовым сиенитам Ирису и Каинды или от перидотитов к шонкинитам Инагли) закономерно увеличивается фаялитовая составляющая оливинов.

Слюды

В калиевых щелочных породах слюды имеют весьма широкое распространение. Наиболее характерными являются слюды магнезиально-железистой группы — флогопиты и магнезиальные биотиты; кроме того, на гидротермальном этапе изменения пород появляются слюды алюминиевой группы (мусковит, серицит).

Определение состава и свойств проводилось главным образом по оптическим свойствам. Из оптических констант наиболее информативным является показатель преломления $N_m = N_g$, многочисленные замеры которого проведены для слюд всех типов пород. Кроме того, имеется 20 оригинальных химических анализов флогопитов и биотитов, для многих из них определены характерные микропримеси (табл. 12). Использованы два анализа флогопитов из метасоматитов Инагли по работе А.М. Корчагина [59].

Разделение магнезиально-железистых слюд на флогопиты и биотиты проведено, согласно У. Диру и др. [35], по отношению $Mg : Fe = 2$, а также с учетом графика М. Форстера (рис. 24) и графика Е. Хейнриха (рис. 25). Согласно последнему, флогопиты имеют N_g менее 1,640.

Флогопит и биотит — характерные породообразующие минералы шонкинитов. Как второстепенные первичные минералы они присутствуют в перидотитах Инагли и в пироксенитах. Вкрапленники биотита имеются в щелочных базальтоидах Даубабы, а в эпидейцитовых фонолитах и трахитах вкрапленники представлены флогопитом.

Метасоматические преобразования пород калиевых щелочных комплексов характеризуются широким развитием магнезиально-железистых слюд. Слюды этого этапа отсутствуют лишь в даубабинских вулканитах.

Таблица 12

Химический состав и оптические свойства слюд из калиевых щелочных и сопутствующих им пород

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,75	36,93	38,32	46,29	43,08	40,79
TiO ₂	4,75	2,53	1,72	0,69	0,86	1,94
Al ₂ O ₃	13,75	13,95	15,15	13,02	9,21	12,17
Fe ₂ O ₃	3,86	5,05	5,00	—	3,24	—
FeO	4,42	9,11	8,71	2,41	4,54	18,53
MnO	0,10	0,15	0,17	0,06	0,25	0,57
MgO	19,63	16,93	19,69	26,47	23,58	15,41
CaO	0,60	0,69	0,57	0,19	0,45	0,12
Na ₂ O	0,46	0,18	0,17	0,16	0,20	0,25
K ₂ O	9,65	9,53	8,86	10,63	11,23	10,06
H ₂ O ⁻	0,06	0,53	0,32	—	0,12	—
H ₂ O ⁺	1,22	3,64	0,75	—	0,38	—
P ₂ O ₅	1,14	0,32	0,01	—	—	—
F	1,30	—	0,84	—	4,47	—
Σ	99,71	99,85	100,28	99,92	101,66	99,86
f	30	45	41	8	25	55
Kx	20,44	24,27	22,15	5,00	12,74	30,94
Mg:Fe	3,6	2,1	2,6	9,3	5,8	1,3
Ng-Nm	1,620	1,635	1,630	1,580	1,600	1,647
K	1,73	1,80	1,86	1,87	1,97	1,82
Na	0,08	0,06	0,06	0,07	0,03	0,10
Ca	0,08	0,13	0,08	0,04	0,06	0,02
Ba	0,12	—	—	—	—	—
Mg	4,76	3,85	4,19	5,24	5,02	3,22
Fe ²⁺	0,76	1,24	1,04	0,56	0,50	2,50
Fe ³⁺	0,42	0,56	0,54	—	0,36	—
Ti	0,44	0,28	0,18	0,06	0,10	0,20
Mn	0,02	0,02	0,02	—	0,02	0,03
Si	5,64	5,50	5,46	6,12	6,46	5,78
Al	2,32	2,47	2,54	1,88	1,54	2,04
O	2,06	2,56	3,08	—	1,62	—
OH	1,56	1,44	0,64	—	0,37	—
F	0,38	—	0,28	—	2,01	—
Ct	750	160	200	850	200	150
V	450	150	250	—	—	—
Ni	360	190	70	—	20	—
Co	66	110	65	—	20	—
Sr	85	180	32	—	85	—
Ba	7200	3500	190	—	320	—

Инаглинский комплекс: 1 — флогопит из калиевого перидотита, 2 — флогопит из ослюденелого шонкинита, 3 — флогопит из флогопит-хромдиопсидовой породы; Якутский комплекс: 4 — флогопит из калиевого лимбургита, 5 — флогопит из ослюденелого пироксенита, 6 — биотит из ослюденелого шонкинита, 7 — биотит из ослюденелого щелочного сиенита; Ирисуйский комплекс: 8 — биотит из ослюденелого шонкинита, 9 — флогопит из эпилейцитового сиенита, 10 — биотит из нефелинового сиенита, 11 — флогопит из сиенита; Каиндинский комплекс: 12, 13 — биотит из ослюденелого пироксенита, 14 — биотит из ослюденелого полевошлатового пироксенита, 15 — биотит из шонкинита, 16 — биотит из сиенита; Даубабинское вулканическое поле:

7	8	9	10	11	12
35,88	35,68	36,16	36,89	38,11	34,88
1,52	3,41	3,01	4,04	5,86	3,95
13,16	16,47	19,01	14,25	14,29	16,50
10,62	4,83	4,51	5,27	2,71	6,75
12,01	12,66	9,69	13,42	9,30	12,87
1,37	0,31	0,11	0,12	0,16	0,45
11,60	14,53	14,80	12,63	16,55	11,53
0,55	0,25	0,66	0,77	0,95	3,34
0,26	0,28	0,44	0,23	0,26	0,22
9,36	8,85	9,91	8,95	8,97	6,96
—	—	0,12	—	—	—
2,70	1,97	0,46	3,03	1,86	1,95
—	—	0,01	—	—	—
0,61	0,45	—	0,47	1,27	0,46
99,64	99,69	99,09	100,07	100,39	99,86
67	55	49	60	42	63
37,66	29,44	24,73	32,04	26,44	34,72
1,0	1,4	2,0	1,3	2,3	1,1
1,667	1,645	1,635	1,650	1,640	1,655
1,80	1,81	1,80	1,72	1,70	1,18
0,08	0,10	0,10	0,40	0,08	0,08
0,10	0,06	0,09	0,16	0,19	0,75
—	—	—	—	—	—
2,94	3,16	3,40	3,06	3,68	2,98
1,52	1,56	1,18	1,80	1,22	1,72
1,26	0,64	0,52	0,62	0,34	0,84
0,18	0,49	0,34	0,48	0,69	0,32
0,15	0,04	0,02	0,02	0,03	0,04
5,40	5,22	5,50	5,18	5,56	5,12
2,60	2,88	4,82	2,50	2,44	2,88
2,86	1,54	2,40	2,22	1,92	1,86
0,92	2,24	1,60	1,56	1,52	1,92
0,24	0,22	—	0,22	0,56	0,22
—	200	600	400	200	30
—	500	100	200	200	—
—	150	35	—	250	40
—	600	40	—	60	70
25	—	—	—	50	850
460	—	—	—	1800	700

17 — биотит из лейцитового тефрита, 18, 19 — биотит из щелочного трахибазальта, 20 — биотит из биотитового трахита; Инаглинский комплекс (по данным А.М. Корчагина): 21, 22 — флогопит из флогопит-хромдиопсидовых пород; Ирисуйский комплекс: 23 — оксибиотит из биотитовой залежи.

Химические анализы проводились в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР: № 1, 16, 23 — аналитик Н.В. Королева; № 2, 3, 8—15 — аналитик Л.С. Абрамова; № 5 аналитик И.Б. Никитина; № 7, 17 — аналитик Е.И. Ломейко; № 18—20 — аналитик А.И. Гусева; № 21, 22 — аналитик М.Г. Замуруева; № 4, 6 — рентгеноспектральные данные, аналитик И.В. Гришина.

Таблица 12 (окончание)

Компонент	13	14	15	16	17
SiO ₂	32,99	36,57	34,39	34,20	35,40
TiO ₂	2,53	3,11	2,87	2,65	3,22
Al ₂ O ₃	15,97	15,83	15,80	13,90	16,14
Fe ₂ O ₃	6,64	4,30	7,60	5,20	5,16
FeO	12,78	10,92	15,48	19,27	9,16
MnO	0,26	0,20	0,30	0,75	0,14
MgO	12,13	15,40	10,17	9,10	15,96
CaO	1,68	0,23	0,41	0,84	0,99
Na ₂ O	0,28	0,20	0,12	0,23	0,60
K ₂ O	8,54	9,91	8,81	9,24	9,06
H ₂ O ⁻	0,76	—	—	0,23	—
H ₂ O ⁺	4,42	2,76	3,54	3,08	3,12
P ₂ O ₅	0,59	—	—	0,18	—
F	—	—	—	0,34	0,88
Σ	99,57	99,43	99,50	99,23	99,83
f	62	50	70	73	47
Kx	31,37	25,95	36,72	35,72	25,92
Mg:Fe	1,1	1,8	0,8	0,7	1,9
Ng-Nm	1,650	1,640	1,665	1,663	1,640
K	1,47	1,81	1,84	1,80	1,64
Na	0,06	0,05	0,02	0,06	0,13
Ca	0,44	0,03	0,08	0,12	0,13
Ba	—	0,11	0,03	0,02	0,15
Mg	2,81	3,48	2,42	2,23	3,62
Fe ²⁺	1,71	1,39	2,08	2,62	1,23
Fe ³⁺	0,78	0,53	0,94	0,64	0,64
Ti	0,47	0,37	0,34	0,34	0,36
Mn	0,08	0,02	0,04	0,12	0,07
Si	5,16	5,38	5,26	5,39	5,24
Al	2,84	3,62	2,74	2,60	0,10
O	0,36	1,30	0,40	0,42	2,44
OH	3,64	2,70	3,60	3,39	1,20
F	—	—	—	0,19	0,36
Cr	—	360	50	—	300
V	—	200	35	—	—
Ni	47	70	7	7	80
Co	120	70	40	60	50
Sr	—	—	—	9	—
Ba	—	7000	2500	1400	7800

Поздняя низкотемпературная стадия изменения пород знаменуется появлением тонкочешуйчатого магнезиального флогопита ($Ng = 1,591-1,610$), часто вместе с кальцитом. Другой процесс ослюденения — образование мусковита или более низкотемпературного серицита — характерен более всего для фельдшпатоидных сиенитов (особенно якутских). Серицит в небольшом количестве присутствует также в агрегатах хлорита, эпидота и кальцита, развитых спорадически во всех типах пород, главным образом в массивах Западно-Таласской провинции.

18	19	20	21	22	23
33,89	34,75	34,75	40,52	40,60	45,29
3,85	2,11	3,50	1,14	0,70	1,18
14,64	15,69	14,68	12,44	12,15	10,46
4,28	6,28	4,39	1,02	2,36	18,98
12,16	11,57	17,22	5,97	4,70	0,06
0,26	0,18	0,34	0,07	0,06	0,17
15,65	14,75	11,08	24,31	24,91	3,76
2,50	1,56	1,66	0,95	0,70	1,56
0,35	0,53	0,53	0,65	0,98	0,19
8,45	7,93	8,44	9,98	9,48	0,45
0,22	0,48	0,20	—	0,31	9,86
3,61	3,55	2,66	0,99	1,43	7,86
—	0,12	—	—	—	0,12
0,99	—	1,49	0,79	0,59	—
100,84	99,50	100,94	99,59	99,79	99,94
51	55	66	—	—	—
26,68	28,34	33,34	—	—	—
1,7	1,5	0,9	—	—	—
1,645	1,645	1,655	1,609	1,596	—
1,60	1,57	1,59	1,80	1,80	0,02
0,16	0,16	0,14	0,19	0,28	0,01
0,36	0,24	0,28	0,08	0,12	0,12
—	—	—	0,01	0,02	—
3,50	3,41	2,74	5,18	5,52	5,25
1,54	1,53	2,28	0,74	0,49	0,01
0,48	0,74	0,52	0,10	0,28	5,52
0,44	0,26	0,40	0,02	0,08	0,06
0,02	0,02	0,04	—	—	0,01
5,21	5,22	5,34	5,72	6,04	3,36
2,74	2,78	2,64	2,18	2,12	4,39
1,68	1,02	2,10	—	—	—
1,86	2,98	1,20	4,07	3,84	1,80
0,46	—	0,70	0,38	0,16	—
140	—	50	—	—	—
—	—	—	—	—	—
56	—	35	—	—	—
50	—	40	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

Флогопит в калиевых щелочных породах имеет отношение $Mg : Fe = 2,0-9,3$ и $Ng = 1,580-1,640$, т.е. он представлен магнезиальной и переходной к железистой разностями. Это характерный первичный породообразующий минерал калиевого лимбургита ($Ng = 1,580$), перидотитов Инагли ($Ng = 1,606$), пироксенитов Ирису ($Ng = 1,620-1,625$), шонкинитов Инагли ($Ng = 1,614-1,618$) и шонкинитов Якокута ($Ng = 1,620$), а также якокутских лейцитовых феонолитов и трахитов ($Ng = 1,612-1,619$). В метасоматических парагенезисах, развитых по гипербазитам, принимает участие

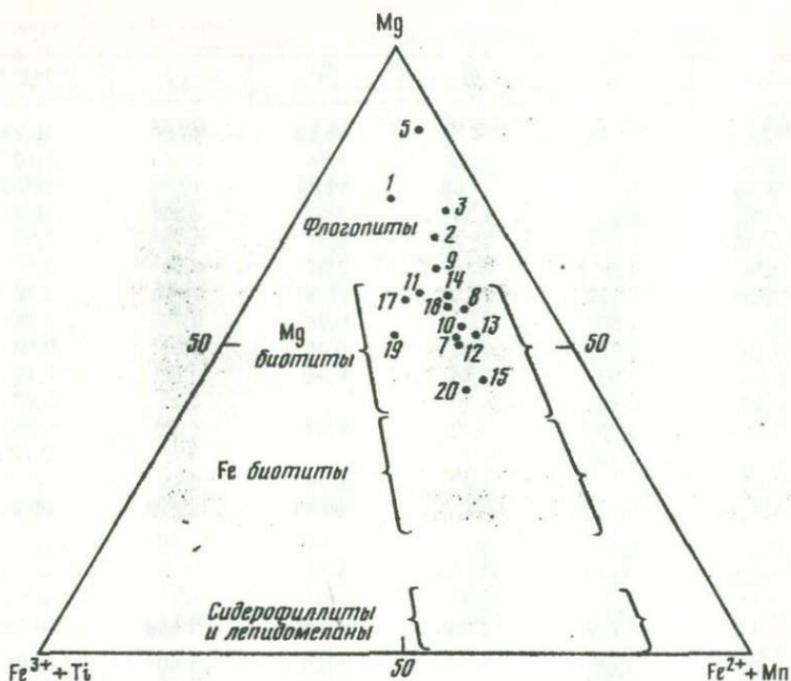


Рис. 24. Положение флогопит-биотитов калиевых щелочных пород на диаграмме для малолитиевых слюд (номенклатура по М. Фостеру [137])
Цифры соответствуют номерам табл. 12

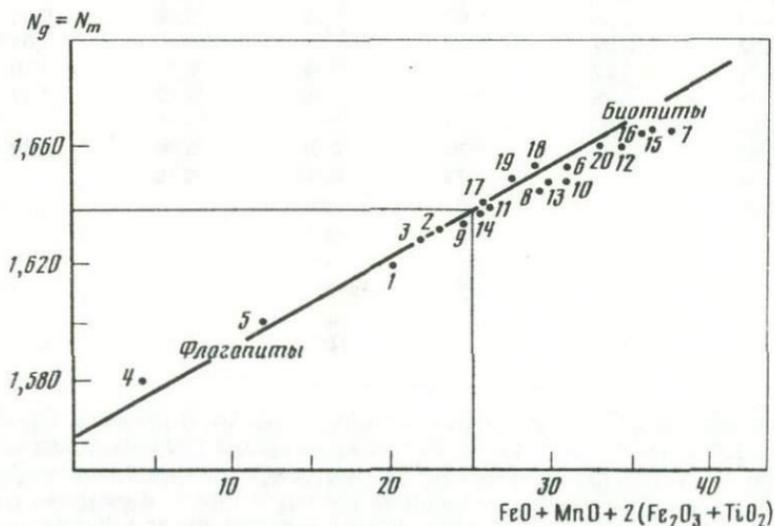


Рис. 25. График соотношения показателей преломления слюд с их коэффициентом (Кх) по Е.Хейричу [129]
Цифры соответствуют номерам табл. 12

железистый флогопит ($N_g = 1,620-1,640$). Интересное исключение представляет флогопит ослюденелого пироксенита Якокутского комплекса: он довольно магниальный ($N_g = 1,600$, $Mg : Fe = 5,8$) и содержит максимальное количество фтора (4,47%). Железистый флогопит ($N_g = 1,635$) развивается также по шонкиниту Инагли, по лейцитовым сиенитам Ирису. Широко проявленные в Инагли флогопит-хромдиопсидовые породы содержат флогопит переменного состава — от магниального ($N_g = 1,596$, $Mg : Fe = 35$) до железистого ($N_g = 1,630$, $Mg : Fe = 2,6$); выше было показано (см. с. 90), что хромдиопсид этих пород имеет переменный состав с Fe от 2 до 9.

Среди второстепенных компонентов в составе флогопитов заметна примесь окиси титана (от 0,7 до 5,8%). Наиболее титанистые флогопиты развиты в ослюденелом перидотите Инагли и в сиените Ирису. Содержание глинозема на обычном уровне (9—15%), и лишь во флогопите ослюденелого сиенита его 19,2%, т.е. заметна примесь истонитового компонента. Содержания MnO невелики (0,06—0,25%). Среди микропримесей во флогопитах лимбургита Якокута и перидотитов Инагли отметим (в г/т) хром — 750—850 (при общем фоне содержаний 100—200), ванадий — 100—250 (максимум 450, также в перидотите Инагли), никель — от 20 до 360, кобальт — от 20 до 110, стронций — от 30 до 180, бария много — 180—7200. Среди флогопитов по содержанию редких щелочей выделяется флогопит ослюденелого пироксенита Якокута, который, помимо большого количества фтора, содержит несколько повышенное микросодержание лития. В других флогопитах этого элемента мало.

Биотит ($Mg : Fe = 1,9-0,6$, $N_g = 1,640-1,667$) довольно магниальный, общая железистость редко достигает 70%. Первично-магматический биотит входит в состав пироксенитов Каинды ($N_g = 1,620-1,655$), шонкинитов Ирису, Каинды, Даубабы ($N_g = 1,640-1,655$), а также щелочных эффузивов Даубабы ($N_g = 1,640-1,655$). Наложенные слюды по шонкиниту, псевдолейцитовым, нефелиновым и щелочным сиенитам также представлены биотитами ($N_g = 1,640-1,667$). Биотиты имеют от 1,5 до 4,0 TiO_2 , в среднем больше, чем флогопиты. Глинозем на обычном уровне (12—16%); окиси марганца 0,1—0,7%, а в биотите ослюденелого сиенита Якокута 1,37%. По общему фону содержаний Cr , V , Ni , Co , Sr биотиты сходны с флогопитами, в них также повышено количество бария (до 7800). Общий фон содержаний редких щелочей в биотитах выше, чем во флогопитах.

Сравнение составов исследованных нами слюд со слюдами шонкинитов Якокута, Ирису, сиенитов Инагли и Ирису, по материалам С.М. Кравченко (1976), выявило их значительное сходство. Однако исследованные нами слюды из шонкинитов Ирису содержат больше железа (17,49%), чем слюды из тех же пород, изученные С.М. Кравченко (11,56%), а исследованные нами слюды из шонкинитов Якокута содержат меньше титана (1,94%), чем слюды из тех же пород, описанные С.М. Кравченко (2,58%). Сравнение исследованных нами слюд из щелочных пород массивов Ирису и Каинды со слюдами из щелочноземельных пород (данные С.М. Кравченко, 1976) не выявило их существенных отличий.

Мусковит, наиболее широко развитый в якокутских сиенитах, образует гнезда, сростки, иногда прожилки совместно с кварцем и флюоритом. N_g минерала 1,585, $2V = 45^\circ$, в шлифе бесцветный. Химические исследования мусковита не проводились.

Заканчивая характеристику слюд, развитых в калиевых щелочных комплексах, отметим следующие их особенности. Сопоставление первичных слюд пород двух провинций показывает, что слюды алданских пород более магниальные, чем слюды аналогичных пород Западно-Талас-

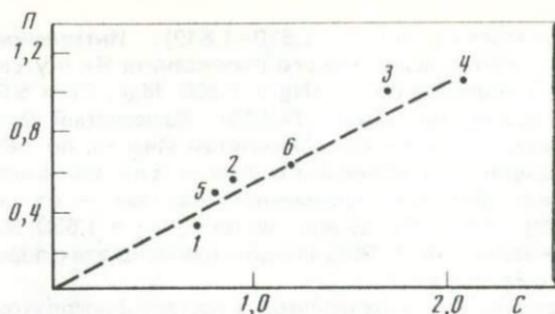


Рис. 26. График соотношения железистости $\left(\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}}\right)$ слюд (С) и пироксенов (P)

1 — из хромдиоксид-флогопитовой породы Инагли; 2 — из сиенита Ирису; 3 — из пироксенита Каинды; 4 — из шонкинита Каинды; 5 — из тефрита Даубабы; 6 — из щелочного базальта Даубабы

ской провинции (в шонкинитах Инагли и Якокута флогопиты, а в шонкинитах Ирису и Каинды биотиты). Пироксениты и шонкиниты Каинды, близкие по составу, условиям и времени формирования к аналогичным породам Ирису, резко отличаются более высокой железистостью слюд.

Интересно, что биотиты вкрапленников во всех даубабинских эффузивах (от щелочных трахибазальтов и тефритов до эпилейцитовых и биотитовых трахитов) имеют весьма близкий состав. Сравнение железистости первичных слюд и пироксенов из одного парагенезиса (рис. 26) показало прямую корреляцию их состава в отношении этого коэффициента.

Слюды, образовавшиеся при метасоматических изменениях калиевых щелочных пород, неоднородны: их состав для одних и тех же пород колеблется в значительных пределах (в шонкинитах Инагли слюды имеют N_g от 1,635 до 1,660). Однако в целом для разных пород щелочных комплексов слюды имеют одинаковые пределы колебания состава (например, наложенные слюды пироксенитов, шонкинитов и псевдолейцитовых сиенитов Ирису в целом магнезиальные биотиты). В эффузивах наложенные слюды развиты слабо, они чаще встречаются в якокутских эпилейцитовых фолонитах. Гидротермальные флогопиты также имеют близкий состав вне зависимости от состава замещаемых пород и положения самих щелочных комплексов.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы не характерны для первичных парагенезисов калиевых щелочных пород. Они развиты лишь в щелочных сиенитах Инагли, имеющих Na—K-специфику химизма. Эпизодически они встречаются среди вкрапленников эпилейцитовых тефритов и трахитов. В наложенном минеральном парагенезисе вместе с магнезиально-железистыми слюдами и меланитом амфиболы появляются в пироксенитах Ирису и Каинды, в шонкинитах и нефелиновых сиенитах. Заметим, что в каждой из рассматриваемых провинций развиты присущие ей минералы группы амфибола: в породах западноталасских щелочных комплексов это гастингсит и базальтическая роговая обманка, а в породах Центрально-Алданской провинции — эккерманит и арфведсонит.

Гастингсит участвует вместе с биотитом и другими минералами в замещении первичного парагенезиса пироксенитов, шонкинитов, нефелиновых

сиенитов Ирису, Каинды. Минерал имеет густую зеленую окраску и резкий плеохроизм; $N_p = 1,670$; $N_g = 1,685$; $N_g = 18-20^\circ$; $2V = -65^\circ$. Судя по этим константам, гастингсит довольно магниезильный, в нем соотношение $100Mg: (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ составляет 50% (Дир и др., 1965). При альбитизации нефелинсодержащих сиенитов Ирису развивается феррогастингсит ($N_g' = 1,712-1,718$), для которого отношение $100Mg: (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$ составляет 15–20%.

Арфведсонит развит в щелочных сиенитах Инаглинского комплекса наряду с эгирин-авгитом, составляя 2–3%. В шлифе арфведсонит густо окрашен, плеохроирует в буро-зеленых тонах; $N_g = 20^\circ$; $N_g = 1,673$; по этим данным он относится к арфведсониту с соотношением $100Mg: (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) = 20\%$.

Эккерманит распространен в щелочных сиенитах и их пегматитах Инаглинского комплекса в наложенном парагенезисе вместе с микроклин-пертитом и другими минералами, составляя 2–6%. Он впервые был подробно описан С.М. Кравченко и Е.В. Власовой [63], которые показали, что это характерный магниезильный натриево-калиевый амфибол. Он плеохроирует в голубовато-зеленых тонах; $N_g = 1,645$; $N_p = 1,628$; $N_g = 42^\circ$. Анализированный из наших материалов амфибол (см. табл. 10) имеет отношение $100Mg: (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, равное 84%; по анализу из работы С.М. Власовой (1962) это отношение равно 79%. Примеси Ti и Mn незначительны. В эккерманите имеется (в г/т): Sr — 2700, Ba — 570, Cr — 960, V — 420 и др.

Базальтическая роговая обманка присутствует в виде вкрапленников в некоторых тефритах и трахитах. В шлифе густо окрашена и плеохроирует в желто-коричневых тонах; $N_g = 1,730$; $N_p = 1,680$. Обычно она почти целиком замещается хлоритом и гидроокислами железа.

МЕЛАНИТЫ

Щелочные породы с гранатом являются постоянными членами ассоциации пород калиевой линии химизма. Это псевдолейцитовые и нефелин-псевдолейцитовые сиениты, щелочные и субщелочные сиениты, шонкиниты, тефриты, лейцитовые трахибазальты. В некоторых случаях, когда содержание граната значительное, породы получают специфические названия — “борланиты” и “святоноситы”.

В пределах двух исследованных провинций гранат не участвует в первичном парагенезисе калиевых щелочных пород, он появляется в наложенном парагенезисе вместе с флогопит-биотитом, гастингситом, сфеном, апатитом, магнетитом, пиритом.

В нефелин-псевдолейцитовых и субщелочных сиенитах гранат присутствует в количестве 2–4%, в шонкинитах — 1–2%. Гранат представлен титано-содержащим андрадитом — меланитом с TiO_2 от 3,7 до 6,0%. В шлифе гранат красно-бурый, образует ксеноморфные выделения (0,2–0,5 мм), реже встречаются крупные идиоморфные кристаллы в форме ромбододекаэдра (до 10–15 мм) зонального строения: наиболее густая окраска в центре, а периферическая часть обладает слабым двупреломлением. N колеблется от 1,835 до 1,865. Химический состав четырех анализированных меланитов довольно постоянен (табл. 13), отмечаются пониженные количества примесей глинозема и хрома в якутских меланитах по сравнению с западнота-ласскими, присутствие щелочей Na и K (0,13–0,45%). При рентгеноспектральном исследовании состава меланитов выявилось зональное распределение калия: периферическая часть им несколько обогащена (0,1–0,4%) по сравнению с центром (0,03–0,06%). Спектральный анализ меланитов из

Таблица 13

Химический состав (в %) и показатель преломления меланитов из щелочных сиенитов¹

Компоненты	Ирису	Каинды	Якутский	Якутский
SiO ₂	33,69	32,43	35,48	34,92
TiO ₂	4,69	6,01	3,66	4,25
Al ₂ O ₃	4,23	3,88	3,57	0,86
FeO	21,92	22,55	22,97	24,72
MgO	0,11	0,45	0,30	0,15
MnO	0,45	0,93	1,06	0,27
CaO	32,34	34,68	31,39	33,11
Na ₂ O	0,15	0,08	0,08	0,24
K ₂ O	0,11	0,08	0,05	0,21
Cr ₂ O ₃	0,07	0,09	0,03	0,02
Σ	99,77	101,18	98,54	98,75
Среднее	Из 8	Из 10	Из 8	Из 9
Ca	2,89	2,83	2,80	2,92
Mn	0,03	0,06	0,07	0,02
Na	0,02	0,006	0,01	0,04
K	0,01	0,004	0,005	0,02
Fe	1,52	1,53	1,58	1,72
Al[4]	0,24	0,23	0,26	—
Ti	0,29	0,29	0,22	0,26
Si	2,81	2,81	2,92	2,91
Al [6]	0,19	0,19	0,08	0,09
N	1,861	1,865	1,858	1,864

¹ Данные рентгеноспектрального анализа, аналитик Н.В. Гришина (ИГЕМ).

нефелиновых сиенитов и шонкинитов Ирису и Каинды (материалы Е.Д. Андреевой) показал присутствие (в г/т) никеля (20), стронция (до 200), бария (20), свинца (10–50), цинка (100), меди (20–50).

Кроме меланита, известен малотитанистый андрадит (TiO₂ — 0,5%), образующий тонкие мономинеральные прожилки, секущие нефелиновые сиениты Ирису.

САЛИЧЕСКИЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Салические минералы в калиевых щелочных породах представлены калиевыми полевыми шпатами, плагиоклазами, а также фельдшпатоидами — лейцитом и нефелином. Специальные исследования салических породообразующих минералов были затруднены вследствие их значительной изменности (пелитизация и др.).

Наибольший объем в породах занимает широко распространенный калиевый полевой шпат. В шонкинитах, а также в монцонитах и сиенитах это ортоклаз. Помимо него, в шонкинитах Инаглинского комплекса по содержанию Na₂O (3,78%) и пониженным углам 2V предполагается наличие Na анортоклаза [32]. В нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитах, в щелочных сиенитах это ортоклаз-микрпертит. Микроклин-пертит появляется в наложенном парагенезисе щелочных сиенитов Инаглинского и

Таблица 14

Характеристика некоторых калиевых полевых шпатов калиевых щелочных пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
-2V	40-60	70-76	75-78	65	60-66	60-86	74
K ₂ O	13,22- 10,13	8,75- 5,62	12,00- 7,80	16,80	14,14- 12,45	7,98- 7,02	13,74
Na ₂ O	1,57- 0,34	5,85- 2,50	5,92- 3,00	0,50	3,85- 0,57	4,67- 3,26	1,32
SrO	0,84- 0,04	-	-	-	0,03- 0,005	-	0,48
BaO	1,51- 0,32	-	-	-	0,35	-	0,85

1 — из шонкинита Инаглинского комплекса; 2 — из нефелин-псевдолейцитового сиенита Ирису (ср. из 5) [83]; 3 — из нефелин-псевдолейцитового сиенита Каинды (ср. из 5) [83]; 4 — нефелинового сиенита Якокутского комплекса [61]; 5 — из щелочного сиенита Инаглинского комплекса; 6 — из щелочного сиенита Якокутского комплекса [63]; 7 — из флогопит-хромдиопсидовой породы Инаглинского комплекса.

Якокутского комплексов совместно с эккерманитом и другими минералами.

Среди ортоклазов выделяется разновидность с $-2V = 20-30^\circ$ и карлсбадскими двойниками, более характерная для меланократовых шонкинитов Инагли и Якокута; она близка к санидину. В инаглинских мезо- и более лейкократовых шонкинитах ортоклаз имеет $-2V = 40-60^\circ$, причем в центре зерен этот угол больше. По данным химического анализа, ортоклаз шонкинитов Инагли (табл. 14) содержит до 1,57% Na₂O и 1,51% BaO. Ортоклаз шонкинитов Ирису и Каинды имеет $-2V = 68-75^\circ$, $N_g = 1,527$, некоторые прозрачные кристаллы ортоклаза имеют $-2V = 80-85^\circ$ с характерными карлсбадскими двойниками. По ним часто развивается микропертит замещения. В фельдшпатоидных и щелочных сиенитах Якокута, Инагли, Ирису распространен ортоклаз-пертит с $-2V = 60-66^\circ$ и $-2V = 80-87^\circ$, N_g от 1,527 до 1,540. В минералах содержится (см. табл. 14) от 0,57 до 4,67% Na₂O. В флогопит-хромдиопсидовых метасоматитах Инагли присутствует ортоклаз ($-2V = 74^\circ$; $N_g = 1,530$) с 1,32% Na₂O и 0,85% BaO.

Ортоклаз монзонитов Ирису и Каинды имеет $-2V = 64-65^\circ$, а у ортоклаза сиенитов этих массивов $-2V = 72-75^\circ$. В щелочных базальтах, фonoлитгах, трахитах ортоклаз обычно сильно изменен (пелитизирован, карбонатизирован и др.). Поэтому изучение его оптических свойств затруднительно.

Колебание оптических констант у ортоклазов, в том числе величины 2V, зависит от изменения количества примесей. Известно, что присутствие примесей Na₂O, BaO и CaO заметно изменяет значение 2V и показателей преломления калишпатов. Однако заметим, что ортоклаз шонкинита Инагли с высоким содержанием Ba и Na имеет низкие значения этих констант (см. табл. 14).

Изучение состава микропримесей ортоклаза из разных пород (в г/т) показало, что ванадия содержится 4-58, меди — 20, молибдена — до 23, свинца — от 17 до 200 (последняя цифра для ортоклаза из щелочного сиенита Инаглинского комплекса).

Микроклин-пертит щелочных сиенитов развивается с частичным замещением первичного ортоклаз-пертита. Заметна микроклиноватая решетка. Минерал имеет $-2V = 86^\circ$, $N_g = 1,540$.

Плагиоклаз не характерен для первичного парагенеза шонкинитов и пироксенитов. В перидотитах Инагли местами встречается андезин с $An\ 37-40$. В шонкинитах Ирису и Каинды плагиоклаз ($An\ 25-40$) появляется лишь в наложенном парагенезисе с гадингситом и меланитом, а в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах Ирису в аналогичном парагенезисе участвует альбит ($An\ 5-10$). Плагиоклаз — составная часть монзонитов Ирису, он часто зональный (от центра кристаллов к периферии An от 50 до 25). В состав сиенитов Ирису, Каинды, Якокута входит олигоклаз-андезин ($An\ 20-40$). Щелочные эффузивы Якокута и Даубабы содержат плагиоклаз во вкрапленниках и основной массе: в лейцитовых базальтах — вкрапленники $An\ 45-55$, в лейцитовых тефритах — $An\ 50-30$ (с ясной зональностью), в трахитах — вкрапленники $An\ 30$, а в основной массе — $An\ 15-25$.

Фельдшпатоиды калиевых щелочных пород представлены лейцитом и нефелином. Лейцит в неизменном виде встречается очень редко: его реликты ($N_g = 1,508$) установлены в некоторых тефритах Даубабы. Обычно вместо лейцита присутствуют его псевдоморфозы. В эффузивах лейцит замещен изотропным анальцимом ($N_g = 1,485$), натролитом и другими циклитами.

В интрузивных породах развиты псевдолейцитовые (нефелин-ортоклазовые) и эпилейцитовые (мусковит-ортоклазовые) агрегаты, часто для сокращения называемые псевдолейцитом и эпилейцитом. Псевдолейцитовые агрегаты в шонкинитах имеют сложное строение (дактилоскопические, микрографические структуры распада). Первичная форма лейцита редко сохраняется, обычно это округлые или овальные выделения в ортоклазе или более неправильной формы образования между зернами других минералов. При пелитизации нефелин изменяется более интенсивно, чем ортоклаз, по нему развивается серицитовый агрегат, местами содалит. Иногда псевдолейцитовый агрегат псевдоморфозы распадается и червеобразные вроски нефелина и продуктов его замещения располагаются среди мелкозернистого гранобластового агрегата ортоклаза. Это явление перекристаллизации происходило в постмагматическую стадию, когда интенсивно развивались биотит, гранат, альбит и др. Эпилейцитовые псевдоморфозы образовались путем замещения нефелина мусковитом или серицитом в псевдолейцитовом агрегате.

Нефелин присутствует в трех видах: идиоморфные кристаллы размером $0,1-0,4$ мм, включенные в ортоклазе; гранофировые угловатые вроски нефелина в ортоклазе; сростки нефелина с ортоклазом, образующие псевдолейцитовый агрегат. Во всех случаях нефелин более ранний по времени кристаллизации или одновременен с ортоклазом; изредка в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах можно встретить интерстиционный более поздний нефелин. Оптические свойства и состав нефелина калиевых щелочных пород почти не изучены вследствие их значительной измененности. У нефелина шонкинитов Инагли $N_g = 1,540-1,537$, $N_p = 1,535-1,533$. А.Н. Нурлыбаев [85], исследовавший состав многих нефелинов щелочных пород Казахстана, приводит следующие сведения для нефелина из нефелиновых сиенитов массивов Каинды и Ирису: $N_g = 1,541$, $N_p = 1,538-1,539$, содержание $Na_2O\ 10,00-14,20\%$, $K_2O\ 4,57-6,90\%$, примесь кальсилита в нефелине $15-28\%$. Нефелин из нефелинового сиенита Якокута [16] содержит $14,71\% Na_2O$ и $8,14\% K_2O$; примесь кальсилита $28,5\%$. Нефелин обычно замещается содалитом, анальцимом, цеолитовыми или серицит-карбонатными агрегатами.

АПАТИТЫ

Это типоморфные акцессорные минералы, распространенные во всех типах калиевых щелочных и сопутствующих им пород. В шонкинитах и пироксенитах выделяются по крайней мере три генерации апатита. Апатит первой генерации (I) появляется как наиболее раннее образование в виде мелких кристалликов, включенных в пироксене, ортоклазе, фельдшпатоидах. Апатит (II) вместе с магнетитом выполняет интерстиции после кристаллизации главных породообразующих минералов. Апатит (III) возникает в виде сростков мелких и отдельных более крупных кристаллов вместе с наложенной ассоциацией биотита, меланита, гастингсита, сфена, пирита и других сульфидов. Известен также апатит в пропилитизированных щелочных вулканитах Даубабинского поля, где он входит в состав тонких прожилков, сложенных кварцем, магнетитом, пиритом и апатитом [2]. В самих кальцит-эпидот-хлоритовых метасоматитах содержание P_2O_5 составляет 0,7–1,5%.

Апатит изучался главным образом оптическими методами; имеется также семь оригинальных химических анализов, характеризующих минерал магматической и постмагматической стадий образования.

В перидотитах Инаглинского комплекса присутствуют две генерации апатита. Тонкоигольчатый апатит I генерации, включенный в оливине и пироксене, составляет 0,5–1,0% от массы породы; его бесцветные кристаллики имеют $N_g = 1,637$; $N_e = 1,633$. Апатит II генерации располагается в интерстициях, составляя 2–3%. Кристаллики более крупные (0,1–0,5 мм), $N_o = 1,636$. Апатит имеется также во флогопит-хромдиоксидовых породах, образовавшихся в Инаглинском комплексе по дунитам и перидотитам. Этот метасоматический апатит наполнен мелкими пузырьками газовой жидкости, включений, $N_o = 1,648$. Минерал имеет заметную примесь (в г/т) окислов стронция (1,93–2,53) и редкоземельных элементов (0,48–0,94). В пироксенитах Якокута апатит редок. В пироксенитах Ирису и Каинды апатита от 2 до 5%, присутствуют кристаллики I и II генераций, прозрачные и бесцветные, а также апатит (III), отличающийся серым цветом и мутный от мельчайших включений (газово-жидкие пузырьки и вроски других минералов). Химически анализированы два апатита II генерации из пироксенитов Ирису (табл. 15). Они содержат 0,10–0,64% TR_2O_3 и 0,19–0,61% SrO, заметна примесь SO_3 (до 1%).

Апатиты шонкинитов Инаглинского комплекса, а также массивов Ирису и Каинды, шонкинит-порфиров Даубабинского поля представлены в трех генерациях. Апатит (I) образует мелкие кристаллики в пироксене, псевдолейците и ортоклазе, $N_o = 1,635$. Апатит (II) выражен бесцветными прозрачными кристаллами в интерстициях вместе с магнетитом (II), $N_o = 1,640$ –1,642. Апатит (III) ($N_o = 1,645$) появляется в наложенном парагенезисе с биотитом, гастингситом, сфеном и сульфидами, образует кристаллики до 1 мм. Апатит часто серый до темно-серого, полупрозрачный, содержит много пылевидных включений. Из четырех химически анализированных апатитов шонкинитов (табл. 15) три относятся ко II генерации, в их составе 0,2% SrO и 0,6–1,0% TR_2O_3 . В апатите бесфельдшпатоидных шонкинитов имеется TR_2O_3 0,30–0,42% [63]. Апатит из ослюденелого шонкинита Инагли относится к III генерации, в нем заметно повышены примеси SO_3 (0,9%) и SiO_2 (1,7%), что может быть связано с процессами изменения апатита. В ослюденелых шонкинитах Якокута апатит содержит 0,59 TR_2O_3 и более 1% SrO [63].

Нефелин-псевдолейцитовые сиениты Якокутского комплекса, массивов Ирису и Каинды содержат апатит в интерстициях среди главных породооб-

Таблица 15

Химический состав и оптические свойства апатитов из калиевых щелочных пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
H ₂ O	0,30	0,40	0,49	0,22	0,40	0,20	0,87	—
SiO ₂	0,32	0,94	0,35	0,48	He опр.	0,36	1,69	0,31
Al ₂ O ₃	0,06	0,05	0,15	0,02	0,14	0,03	0,21	0,15
Fe ₂ O ₃	0,07	0,10	0,07	0,37	0,05	0,06	0,10	0,25
MnO	Сл.	0,04	0,05	Сл.	He обн.	Сл.	He обн.	He обн.
MgO	0,03	He обн.	0,25	0,07	0,14	0,03	0,18	—
CaO	54,97	55,54	55,19	54,86	54,87	55,12	52,71	51,89
Na ₂ O	0,11	0,05	0,10	0,12	0,11	0,16	0,14	0,55
K ₂ O	0,02	0,02	0,01	0,04	0,06	0,03	0,15	0,26
P ₂ O ₅	40,79	39,65	40,35	40,96	40,44	41,26	38,87	41,74
F	2,10	2,41	2,18	1,46	2,68	2,67	2,74	2,60
Cl	0,48	0,24	0,41	0,16	0,18	0,07	0,05	0,10
CO ₂	0,43	He обн.	He обн.	0,08	He обн.	0,10	He обн.	—
TR ₂ O ₃	0,10	0,64	0,97	0,60	1,00	—	0,48	0,94
SrO	0,61	0,19	0,21	0,25	0,23	0,27	1,93	2,53
H ₂ O ⁺	0,30	0,49	0,39	0,38	0,43	0,30	0,43	0,18
SO ₃	0,62	1,00	0,30	0,65	0,35	0,52	0,88	0,12
Σ	100,99	100,92	100,12	100,24	101,25	100,82	99,74	100,54
F, Cl-O	0,99	1,06	1,00	0,65	1,17	1,13	1,16	1,11
Ca	9,87	9,94	9,87	9,84	9,84	9,97	9,75	9,35
Sr	0,08	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,22	0,24
TR	0,01	0,04	0,07	0,06	0,07	—	0,03	0,12
Na	0,04	—	0,04	0,06	0,04	—	—	0,18
K	—	—	—	—	0,02	—	0,03	0,05
Al	—	—	0,01	—	0,01	—	0,02	0,02
Fe ³⁺	—	—	—	0,03	—	—	—	0,03
P	5,83	5,70	5,89	5,74	5,87	5,87	5,71	5,94
S	0,10	0,13	0,04	0,13	0,05	0,07	0,13	0,01
Si	—	0,17	0,07	0,13	0,08	—	0,16	0,05
F	1,40	1,35	1,35	1,24	1,68	1,60	1,71	1,38
Cl	0,17	0,07	0,14	0,07	0,06	0,02	0,03	0,04
OH	0,43	0,58	0,51	0,69	0,26	0,38	0,26	0,48
Ng	1,648	1,640	1,642	1,640	1,640	1,645	1,648	1,648
Np	1,646	1,636	1,638	1,636	1,636	1,640	1,645	1,645

Ирисуйский комплекс: 1 — из калиевого пироксенита, 2 — из полевощпатового пироксенита, 3 — из меланократового шонкинита, 4 — из нефелинового шонкинита, 5 — из шонкинита с эпидеитом; Инаглинский комплекс: 6 — из ослюденелого шонкинита, 7, 8 — из флогопит-хромдиоксидовой породы.

Примечание. 1—7 — анализ Л.М. Крутецкая (ИГЕМ), 8 — [59].

разующих минералов, а также апатит в постагматической ассоциации с гастингситом, гранатом, биотитом. Обе генерации имеют $N_o = 1,636$, $N_e = 1,632$. Замечено, что в нефелиновых сиенитах апатита меньше (0,1—0,5%), чем в псевдолейцитовых (2—2,5%). В щелочных сиенитах апатита немного (0,2—2%), особенно в первичном парагенезисе с ортоклаз-пертитом. При развитии поздних микроклин-пертита, эккерманита и других минералов появляются отдельные крупные кристаллы апатита ($N_o = 1,639$, содержание TR₂O₃, по данным С.М. Кравченко и Е.В. Власовой, 1,68%). При альбитизации щелочных сиенитов Инаглинского комплекса появляется еще одна генерация апатита, в ней, по данным спектрального анализа, содержится (в г/т) 2000 Sr, 300 Ba, 100 Ni и 15 Pb.

Все щелочные эффузивы включают аксессуарный апатит, причем больше его в щелочных базальтах нижней части вулканогенной толщи Даубабинского поля (до 4%), а меньше всего в трахитах (до 1%) и лимбургитах (0,5%). Но апатита щелочных базальтоидов — 1,638—1,640, апатита эпилейцитовых фонолитов — 1,637, а апатита эпилейцитовых трахитов — 1,635.

Подводя итоги, отметим, что во всех породах калиевых щелочных комплексов развит фтор-apatит, в котором 62—85% F, 2—8% Cl и 13—35% OH. Инаглинские апатиты отличаются минимальным содержанием хлора (0,05—0,07%). Среди примесей к основному составу апатита роль марганца незначительна (до 0,05%); содержание TR_2O_3 от 0,1 до 1%, с существенно цериевым составом; окиси стронция — от 0,19 до 2,53%, причем повышенное (1,93—2,53%) ее количество характерно для апатита из флогопит-хромдиопсидовых метасоматитов Инагли. В апатите щелочных сиенитов пегматитов этого комплекса установлено максимальное содержание — 46% [48].

Многочисленные замеры оптических констант апатитов из различных пород, так же как данные химических анализов, показали повсеместное развитие фтористой разновидности апатита с несколько повышенными показателями преломления: у апатита (I) $N_o = 1,637$, у апатита (II) из пироксенитов — 1,648—1,650, из шонкинитов — 1,640—1,642, а из псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов — 1,636. Апатит (III) из флогопит-хромдиопсидовых пород имеет $N_o = 1,648$. Прямая связь оптических свойств апатита с особенностями его состава и содержанием примесей не устанавливается.

ОКИСНЫЕ МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА, ТИТАНА, ХРОМА

Среди пород калиевых щелочных комплексов повсеместным развитием пользуется магнетит (см. табл. 9). Ильменит распространен более ограниченно, он присутствует как аксессуарный минерал в щелочных и нефелиновых сиенитах, в шонкинитах Инаглинского комплекса и массива Ирису. Известен также ильменит, связанный с процессом альбитизации [63]. Хромит встречается в виде включений в пироксене перидотитов и шонкинитов, он установлен также в лимбургите Якокутского комплекса совместно с пиротинином и пентландитом. В пироксенитах массива Ирису отмечена зеленая шпинель [87]. Широко развиты наложенные постмагматические минералы окислов железа: магнетит, гематит, гетит, лимонит.

Магнетит как аксессуарная примесь постоянно присутствует в первичном минеральном парагенезисе шонкинитов (1—4%), псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов (1—2%), а также во всех видах щелочных базальтоидов и трахитов (1—1,5%). В пироксенитах содержание магнетита от 3 до 7%, местами достигает 15—25% (в сидеронитовой разности). В лимбургитах и пикритах оно также повышено (до 4—5%). Магматический магнетит образует кристаллы двух генераций: I — мелкие изометричные (октаэдрические) кристаллы (0,01—0,1 мм), включенные в пироксен, оливин, ортоклаз; II — изометричные и ксеноморфные выделения магнетита в интерстициях (0,2—0,5 мм), часто в виде сидеронитовых выделений вместе с апатитом. Магнетит в шонкинитах Инагли и Ирису содержит вроски ильменита, составляющие 5—10% от площади зерна магнетита.

Химический состав магнетита характеризуется шестью анализами (табл. 16), из которых видно, что наряду с титаномагнетитом (магнетит + ильменит) шонкинитов и перидотитов, содержащих от 1,56 до 8—42% TiO_2 , имеются магнетиты с ничтожной примесью титана (менее 1%), распространенные в эпилейцитовых фонолитах, трахитах и сиенитах. Содержание хрома в магнетитах прямо коррелируется с количеством титана, наиболее высокое содержание (0,70—1,73%) отмечено в титаномагнетите

Таблица 16

Химический состав магнетитов, титаномагнетитов и хромитов калиевых щелочных и сопутствующих им пород

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	0,90	0,92	0,62	1,17	0,71
TiO ₂	1,56	0,09	0,08	3,90	8,42
Al ₂ O ₃	2,92	0,71	0,33	2,61	1,85
FeO	93,68	96,94	97,15	86,60	82,55
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—
MnO	0,68	0,80	0,11	1,27	0,46
CaO	0,10	0,19	0,05	0,36	0,26
MgO	0,07	0,18	0,07	3,15	2,52
K ₂ O	0,21	0,01	0,04	—	—
Na ₂ O	0,14	0,10	0,15	—	—
NiO	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,36	0,13	0,13	1,73	0,70
V ₂ O ₅	Не опр.				
Σ	100,64	100,47	98,73	100,76	97,47

Якутский комплекс: 1 — титаномагнетит из микрошонкинита, 2 — магнетит из лейцитового трахита, 3 — магнетит из авгитового сиенита; Инаглинский комплекс: 4 — титаномагнетит из перидотита, 5, 6 — титаномагнетит из шонкинита; Ирисуйский комплекс: 7 — титаномагнетит меланократового шонкинита, 8 — титаномагнетит из шонкинита, 9 — титаномагнетит из сиенита; Каиндинский комплекс: 10 —

перидотитов и шонкинитов Инаглинского комплекса, в магнетите шонкинитов (0,73%) и сиенитов Ирису (0,56%). Содержание марганца не зависит от других примесей, оно колеблется от 0,11 до 1,27 (последняя цифра относится к титаномагнетиту перидотита). Имеются также примеси окислов Al₂O₃ (0,7–2,9%) и MgO (0,07–3,15%), повышенные их количества следует отнести за счет изоморфного вхождения в состав магнетита шпинелевой молекулы. Содержание V₂O₅ — 0,4–0,5%, NiO — 0,01–0,09%, CoO — 0,01–0,1%. Магнетиты базальтоидов Даубабинского поля содержат примесь бора (30–50 г/т). Все титаномагнетиты характеризуются повышенным количеством примесей (в г/т): Mo — 50–70, Cu — 10–100, Zn — 300–700, Cr — 300, Ba — 200–300.

Магнетит постмагматический распространен в калиевых щелочных породах: 1 — при серпентинизации перидотитов; 2 — в связи с процессами ослюденения вместе с апатитом, пиритом и другими сульфидами в виде ксеноморфных выделений, по краям которых иногда развиты каемки сфена; 3 — при альбитизации. Часто отмечается замещение позднего магнетита гематитом. Химический состав наложенного магнетита не изучался. По данным спектрального анализа, такие магнетиты содержат примесь (в г/т): Zn — 200–500, Mo — 10–30, Sr — 100–500, Ba — 100–700. Магнетит метасоматических магнетит-флогопитовых руд Ирисуйского месторождения малотитанистый (0,01% TiO₂), он содержит примеси (в г/т) меди и цинка (100–300), никеля (200), кобальта (30), ванадия (50) [2].

Ильменит щелочных и нефелиновых сиенитов образует плоские таблитчатые кристаллы, рассеянные в породах. Кроме того, тонкие пластинчатые вроски ильменита и выделения неправильной формы присутствуют в

6	7	8	9	10	11
2,62	0,89	0,78	1,88	7,34	1,24
3,09	3,90	8,37	9,25	4,12	0,66
0,85	2,14	2,44	2,30	1,90	3,71
27,37	90,79	83,33	31,75	24,13	47,75
61,86	—	—	51,01	51,77	—
0,48	0,82	0,44	0,45	0,47	1,49
1,49	0,27	0,17	0,54	6,40	0,21
0,86	1,16	1,59	1,39	2,43	6,42
0,40	0,04	—	0,28	0,33	0,02
0,04	—	—	0,06	0,13	—
0,03	0,08	—	0,09	0,01	—
0,02	—	—	0,02	0,01	—
0,25	0,48	0,73	0,56	0,07	33,61
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,57	0,41	Не опр.
98,86	100,92	97,87	100,15	99,52	95,10

титаномагнетит из калиевого пироксенита; Якокутский комплекс: 11 — феррихромит из калиевого лимбургита.

1—3, 7, 8, 13 — рентгеноспектральный анализ. Аналитик Н.В. Гришина; 4, 5 — аналитик С.Е. Борисовский; 9 — химический анализ, аналитик О.Г. Уанова (все ИГЕМ АН СССР). В магнетитах и хромитах все железо пересчитано на FeO.

магнетите шонкинитов. Ильменит, по данным спектрального анализа, содержит заметную примесь (в г/т): Mn — 10000—2000, Zn — 5000, содержание V — 100, Cr — 5. По ильмениту развиваются лейкоксен или рутил и гематит.

Хромит — акцессорный минерал гипербазитов и лимбургитов. Это черный непрозрачный минерал с кристаллами октаэдрической формы. Он относится к феррихромиту и содержит примеси алюминия (3,7—6,3%) и марганца (0,6—1,6%). По данным спектрального анализа, в хромите содержится (в г/т): V — 300, Ni — 1000, Sr и Ba — по 300—500, Co — 800. Хромит из лимбургита отличается пониженным содержанием хрома, магния и алюминия сравнительно с хромитом дунитов Инагли.

ЦЕОЛИТЫ, АНАЛЬЦИМ И ДРУГИЕ СОПУТСТВУЮЩИЕ ИМ МИНЕРАЛЫ

Цеолиты (натролит, томсонит, шабазит, сколецит, морденит), анальцим и другие сопутствующие им минералы (кальцит, пренит, барит, арагонит, хлорит, серицит) распространены в пределах как западноаласских, так и центральноалданских комплексов. Наиболее часто они встречаются в составе вулканогенных толщ Даубабинского (до 30% объема) и Якокутского (до 10% объема) комплексов, образуя миндалины и жеоды в миндалекаменных тефритах и трахибазальтах, псевдоморфозы по лейциту, прожилки и гнезда гидротермального этапа, гнезда и линзы в зонах пропилитизации. В меньших количествах они присутствуют в интрузивных породах в виде псевдоморфоз по нефелину (Ирису, Каинды, Якокутский и Инаглинский комплексы), гидротермальных прожилков (Ирису,

Таблица 17

Химический состав и оптические свойства цеолитов, анальцима и пренита калиевых щелочных пород

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54,78	44,38	39,42	54,10	46,90	43,45	42,32
TiO ₂	Нет	Нет	Нет	0,59	Нет	0,08	Нет
Al ₂ O ₃	23,76	27,92	28,32	17,24	16,00	24,31	22,13
Fe ₂ O ₃	0,49	0,79	0,45	1,70	0,60	0,64	3,26
CaO	0,97	2,50	13,88	8,26	18,25	15,21	26,90
MnO	0,40	0,03	0,01	0,13	0,05	0,01	0,02
MgO	0,01	0,40	0,35	5,30	0,10	0,30	Нет
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,30	Нет	Нет	"
Na ₂ O	12,93	15,41	5,24	1,35	0,26	0,40	0,45
K ₂ O	0,15	0,18	0,18	1,38	0,49	0,05	0,18
H ₂ O ⁺	5,23	7,53	11,23	4,39	16,05	14,41	4,37
H ₂ O ⁻	1,23	Нет	0,40	4,45	1,20	0,64	Нет
CO ₂	0,35	0,80	0,01	0,60	—	—	—
Σ	100,30	99,55	100,20	100,18	100,00	100,00	99,94
Na	0,90	1,90	1,10	0,35	0,03	0,04	0,05
Ca	0,04	0,13	1,95	1,30	0,92	0,95	1,95
K	—	—	—	0,35	0,05	—	—
Mn	0,02	—	—	—	—	—	—
Al	0,99	1,60	4,81	1,30	0,90	1,94	1,81
Fe ³⁺	0,02	0,13	0,13	0,21	0,11	0,04	0,20
Mg	—	0,09	—	0,52	—	0,03	—
Si	1,98	3,15	5,00	8,91	2,05	2,97	2,95
OH	—	—	—	—	—	—	2,00
H ₂ O	1,02	2,20	6,22	5,87	5,94	3,10	—
N(N _m)	1,483	1,485	1,530	1,480	1,90	1,517	1,636
Np	—	1,475	1,520	1,475	1,484	1,510	1,609

1 — анальцим; 2 — натролит; 3 — томсонит; 4 — морденит; 5 — шабазит; 6 — сколецит; 7 — пренит. Химические анализы выполнены в ГИН АН СССР, аналитик М.И. Степанец.

Каинды), отдельных участков в связи с мусковитизацией (Якукутский комплекс). Данные минералы подробно описаны в [44]. Здесь приводится краткая характеристика.

Анальцим развивается в виде псевдоморфоз по лейциту в вулканических и plutonic породах. Химический анализ анальцима из базальтоидов Даубабинского комплекса характеризуется присутствием примеси CaO, MnO, K₂O, Fe₂O₃ (табл. 17). Дифференциально-термическая кривая показывает наличие единственного эндотермического максимума при 440°С (рис. 27).

Натролит — самый распространенный из цеолитов минерал эффузивов, он выполняет пустоты, слагает гнезда и прожилки, а иногда развивается по витрофировой основной массе (рис. 28). Химический состав натролита характеризуется незначительной примесью MgO и K₂O (табл. 17).

Томсонит широко развит в трахизабазальтах и пикритах Даубабинского поля, его химический состав характеризуется незначительной примесью Fe₂O₃ (табл. 17).

Рис. 27. Термограммы цеолитов и сопутствующих минералов

а — анальцит; б — натролит; в — томсонит; г — морденит; д — шамазит; е — сколецит; ж — кальцит; з — пренит

Морденит встречается в виде маломощных прожилков, гнезд или миндалин округлой формы, особенность его состава заключается в значительном содержании Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO (табл. 17).

Сколецит образует миндалины, гнезда и жеоды в составе базальтоидов Даубабинского поля, химические особенности выражаются в примеси щелочей, MgO , Fe_2O_3 (табл. 17).

Кальцит и пренит присутствуют в виде прожилков и гнезд совместно с анальцитом, натролитом, морденитом.

Барит встречается в базальтоидах Даубабинского комплекса в виде маломощных прожилков и гнездообразных скопленений. Его $N_g = 1,649$, $N_p = 1,636$.

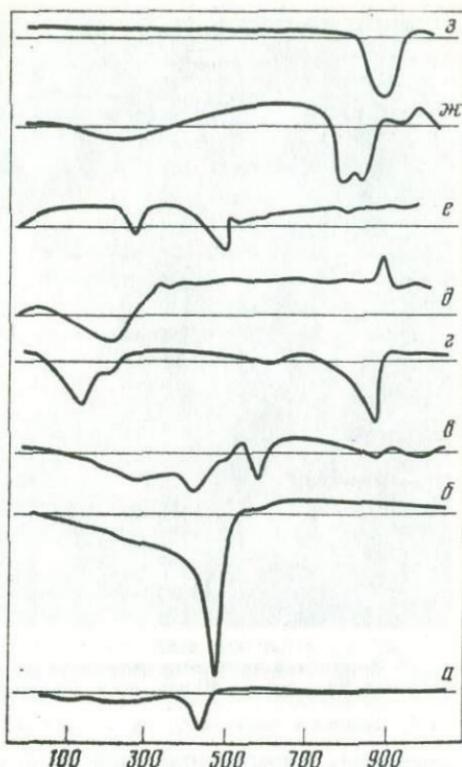
Арагонит присутствует в виде прожилков и гнезд как среди базальтоидов Даубабинского поля, так и серпентинизированных ультрабазитов Инаглинского комплекса, его $N_g = 1,685$, $N_p = 1,635$.

Хлорит наиболее характерен для зон пропилитизации Даубабинского поля, часто с ним ассоциируют натролит и томсонит. Оптические данные ($N_g = 1,623$, $N_p = 1,619$) свидетельствуют о близости его к железистому амезиту.

Наличие в щелочных комплексах обеих провинций широко проявленной цеолитизации подтверждает результаты экспериментальных исследований ряда авторов (Сендеров, Хитаров, 1966; Хундадзе, Седнеров, Хитаров, 1970), которые показали, что щелочная среда способствует кристаллизации цеолитов. Процесс образования цеолитов, выполняющих полости и пустоты, а также замещающих первичные минералы пород, — наложенный процесс изменения в условия "цеолитовой фации" [126, 80]. В случае, когда цеолиты входят в состав лейкократовых интрузивных пород, они образуются в поздний этап формирования пород — в стадию гидротермального изменения [15, 42].

Подводя итог изучению породообразующих и ведущих акцессорных минералов калиевых щелочных пород, следует отметить, что в их состав входят такие широко распространенные породообразующие минералы, как пироксен, оливин, флогопит-биотит, калиевые полевые шпаты. Амфиболы не характерны для первичного парагенезиса калиевых пород исследованных провинций, но в австралийских калиевых породах развит калиевый амфибол — магнофорит.

Пироксены калиевых щелочных пород главным образом авгит-салиты,



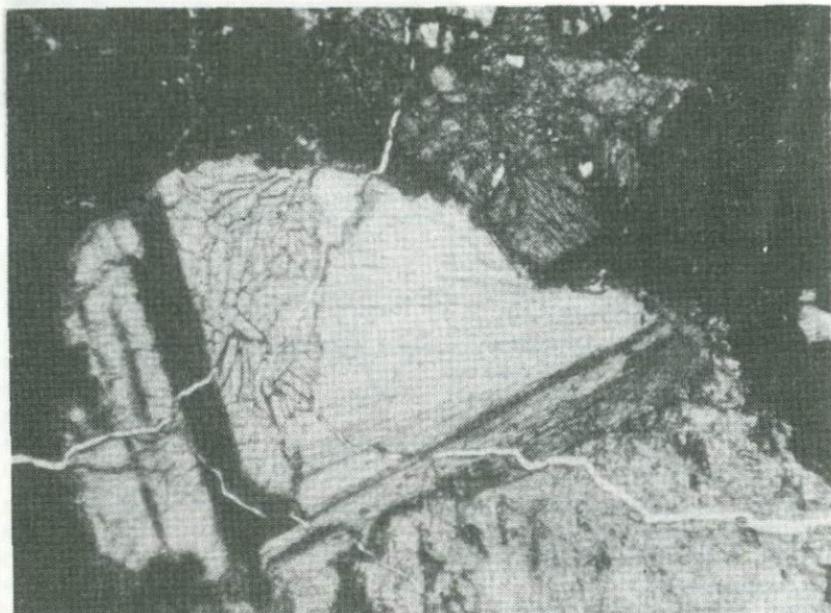


Рис. 28. Выделение натролита радиально-лучистой формы в базальтах Даубабинского комплекса. Увеличено в 40 раз, без анализатора

в щелочных гипербазитах довольно магниезальные. Содержание эгиринового минала минимальное и несколько возрастает лишь в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах (до 17%). Оливины калиевых щелочных пород — форстерит-хризолиты, хризолиты и гиалосидериты (от 10 до 40% Фа). Широко развиты в калиевых породах первичные и постмагматические слюды флогопит-биотитового ряда, общая железистость которых колеблется от 8 до 73%, но чаще до 60%, т.е. они заметно магниезальные; характерна примесь Cr, Ti, Ba. Постмагматические гранаты-меланиты имеют в виде примеси до 1% K_2O .

Сопоставление состава парагенных пироксенов, оливинов и слюд из калиевых щелочных пород показало, что от ранних магматических фаз к поздним происходит закономерное увеличение их железистости. Наиболее магниезальные темноцветные минералы обогащены Cr и Ni.

Среди сиалических минералов калиевых пород наибольший объем занимает калиевый полевой шпат, представленный во всех породах ортоклазом или ортоклаз-пертитом, в котором заметна примесь бария. Нефелин содержит 15—28% примеси кальсилита.

Кроме этих широко распространенных минералов, имеются минералы, присущие главным образом калиевым щелочным породам, — лейцит и кальсилит. К сожалению, вследствие значительной измененности этих минералов специальное изучение их провести не удалось.

Типоморфные акцессорные минералы калиевых щелочных пород — это широко распространенные фтор-апатит и магнетит (титаномагнетит), составляющие иногда до 10% и более. Реже и в небольших количествах встречаются циркон, ильменит, сфен, рутил, пирротин, пирит. Характерный акцессорный минерал гипербазитов и некоторых шонкинитов — хромит. В калиевых щелочных породах других провинций (волжи-

диты и др.) имеются специфические акцессории: прайдерит (K—Ba-рутил), нункамбахит (K—Ba-титаносиликат), вадеит (K—Ca-цирконосиликат). Среди сульфидов в ослюденелых перидотитах Инагли нами обнаружен калийсодержащий сульфид Cr, Fe, Ni — джерфишерит.

В целом набор акцессорных минералов калиевых щелочных пород резко отличается от такового щелочных пород натриевого ряда, где широко развиты натриевые и натриево-кальциевые цирконосиликаты, титаносиликаты, титаноиобаты и другие редкоземельные минералы.

Анализируя первичные минеральные парагенезисы калиевых щелочных пород, можно заметить взаимное влияние состава парагенных минералов. Так, в псевдолейцитовых разновидностях шонкинитов темноцветные минералы более магнезиальные и в них больше апатита, чем в нефелиновых шонкинитах. В пироксенах последних более заметна примесь эгириновой составляющей.

Глава четвертая

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ И СОПУТСТВУЮЩИХ ИМ ПОРОД

Большое число оригинальных полных силикатных анализов и частных определений групп элементов (табл. 18—23), с привлечением литературных данных [83, 87, 62, 84, 59], позволило дать достаточно подробную характеристику состава всех основных типов калиевых щелочных и сопутствующих им пород, слагающих Инаглинский и Якокутский комплексы, Даубабинское вулканическое поле и интрузивные массивы Ирису, Каинды.

Положение этих пород относительно содержания суммы щелочей и кремнезема показано на известной петрохимической диаграмме (рис. 29), которая является основой современной систематики изверженных горных пород [6]. На графике ясно видно совпадение полей интрузивных и вулканических пород: калиевых пироксенитов и лимбургитов, шонкинитов и калиевых щелочных базальтоидов, нефелин-псевдолейцитовых сиенитов и лейцитовых фонолитов. Весьма характерна непрерывность изменения составов с взаимным перекрытием пограничных полей от калиевых пироксенитов через шонкиниты до псевдолейцитовых и щелочных сиенитов (рис. 29, поля 3, 5, 7, 9); такая же картина наблюдается и для калиевых щелочных вулканитов (рис. 29, поля 4, 6, 8). На графике также видны широкие пределы изменения состава шонкинитов в отношении SiO_2 за счет развития мелано-, мезо- и лейкократовых разновидностей. Заметим, что щелочные сиениты Инаглинского комплекса вследствие их лейкократовости частично попадают в поле кислых (бескварцевых) пород. Сиениты, сиенито-диориты, монзониты, повсеместно сопровождающие калиевые щелочные породы и традиционно называемые щелочно-земельными [62, 59], находятся в поле субщелочных представителей.

Общие черты и взаимосвязь составов калиевых щелочных пород изученных провинций отражает также график отношений Na_2O и K_2O (рис. 30). Здесь также имеет место подмеченное выше совпадение полей интрузивных и вулканических пород. Наиболее высококальциевыми ($\text{Na}_2 : \text{K}_2\text{O} \leq 0,4$) является большинство нефелин-псевдолейцитовых сиенитов и эпилейцитовых фонолитов, а также шонкиниты и калиевые щелочные базальтоиды. Возрастание отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ идет от

Таблица 18

Вещественный состав калиевых гипербазитов, мг/т

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	45,1–46,7	45,9	47,4	49,9
TiO ₂	0,4–0,7	0,4	0,9	0,3
Al ₂ O ₃	1,1–4,9	0,9	7,7	3,2
Fe ₂ O ₃	3,3	4,2	3,2	4,0
FeO	4,9	5,2	4,6	3,8
MnO	0,1–0,2	0,1	0,1	0,4
MgO	19,0	19,5	14,0	16,3
CaO	17,0–21,0	20,6	13,4	14,3
Na ₂ O	0,3–0,7	0,3	0,6	1,4
K ₂ O	0,2–1,2	0,1	5,4	3,2
f _{общ}	30	33	36	33
Fe ₂ O ₃ : FeO	0,67	0,80	0,69	1,05
H ₂ O [±]	0,4–1,0	0,9	0,9	0,4
P ₂ O ₅	1,6–1,7	1,9–2,0	1,7	—
F	0,10–0,20	0,20	0,30	1,48
Cl	0,04	—	—	0,05
B	10	5	13	5
S	0,06	0,06	0,10	0,05
CO ₂	0,1–0,3	0,3	0,04	—
Li	30	2–16	12	700
Rb	30	7–30	7	110
Cs	3	1–4	1	2
Sr	700–800	400–600	1400	570
Ba	1700–3100	1000–3000	1800	460
Be	1	1	1	7
Ga	4	3	5–10	48
Ni	390	100–350	680	30
Co	90	50–140	100	40
Cr	750	160–800	1000–6800	80
V	30–170	80–150	200	600
Sc	30	30	50	10
Cu	20	50	50	20
Pb	7	—	50	50
Zn	50	10	50	50

Инаглинские: 1 — перидотиты периферической части штока, 2 — перидотиты внутренней части штока, 3 — ослоденелье, якокутские пироксениты ослоденелье; ирисуйские: 5 — пироксениты флоголитовые (из 2), 6 — пироксениты ортоклазовые (из 2); каиндинские: 7 — пироксенит биотитовый, рудный, 8 — пироксенит ортоклазовый, 9 — пироксенит псевдолейцитовый [83].

псевдолейцитовых (0,2–0,4) к нефелиновым разностям (0,4–0,5) сиенитов, а также к лейкократовым щелочным сиенитам и трахитам. У большинства шонкинитов Na₂O : K₂O составляет 0,1–0,2, а у нефелиновых шонкинитов — 0,6, у эпилейцитовых фоновитов — 0,2–0,4, а у нефелиновых трахифоновитов — 1,0. Эпилейцитовые трахибазальты и тефриты имеют Na₂O : K₂O от 0,1 до 0,9, лимбургиты — 0,3, пироксениты — 0,2–0,5. У субщелочных сиенитов и монзонитов отношение превышает 1,0.

5	6	7	8	9
43,8—46,4	42,5—46,4	37,17	49,4	42,60
0,9	0,9—1,8	1,10	0,6	1,56
5,1—5,9	5,9—6,8	6,3	2,1	9,37
3,0—4,3	4,3—9,8	11,6	4,0	7,68
6,0—7,2	5,6—7,2	9,1	4,9	6,56
0,2	0,1—0,2	0,2	0,2	0,02
13,4—19,2	8,2—13,4	10,3	14,4	9,75
12,5—14,1	14,0—18,3	17,5	21,0	15,75
0,7—1,5	0,7—3,3	0,6	0,6	0,81
3,3—4,7	0,7—1,6	1,2	1,1	3,34
33—45	46—65	66	38	59
0,50—0,59	0,60—1,75	1,27	0,81	1,15
0,7—0,9	1,6	1,8	0,2	0,90
0,7—1,8	1,8—2,2	1,7	—	1,22
0,2	0,15—0,24	0,1	—	—
0,02	сл.—0,02	—	—	—
—	—	50	7—10	—
0,07	0,02—0,04	0,04	—	—
0,04—0,10	0,04—0,10	0,10	—	0,09
9—12	6—11	15—50	15	—
130	30—60	120	180	—
2—4	1—4	7	4	—
1100—2100	1000—1400	2500	1000	—
2000—7000	2800—1800	2000	3000	—
5	—	5	1—3	—
20	14	8	14	—
10—90	10—35	14—40	170	—
20—50	20—100	50—150	50	—
7—30	25—75	25	420	—
200—500	200—750	200	390	—
50	10—40	30	100	—
60	120—300	70—130	70	—
10	16—100	3—100	20	—
100	200	70	70	—

Аналитики: И.А. Басалева, С.И. Гундиенкова, Л.И. Зубкова, Л.Ф. Карташова, Н.В. Королева, Л.М. Крутецкая, Е.М. Нактинас, Э.И. Тихомирова, О.Г. Унанова (ИГЕМ АН СССР).

Глиноземистость исследованных калиевых щелочных пород характеризует график отношения коэффициента глиноземистости к $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (рис. 31). График показывает неуклонное увеличение глиноземистости пород от ранних фаз к поздним. Кроме того, заметна более высокая глиноземистость вулканитов в сравнении с интрузивными аналогами (щелочные базальтоиды — шонкиниты, эпилейцитовые фонолиты и трахиты — фельдшпатоидные сиениты).

Таблица 19

Вещественный состав шонкинитов, мг/т

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,5–49,7	46,5–53,0	43,3–53,0	51,5–54,0	53,0
TiO ₂	1,0–1,4	0,8–1,1	0,9–1,4	0,7–0,8	0,6
Al ₂ O ₃	10,9–12,1	5,3–12,5	4,4–11,0	13,0–13,8	15,4
Fe ₂ O ₃	7,5–9,5	2,4–4,7	7–14,0	4,6–6,3	6,0
FeO	4,3–5,1	3,9–7,8	4,7–7,8	3,4–4,5	2,9
MnO	0,2	0,1–0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	5,2–5,4	4,6–16,7	5,2–11,0	3,0–5,1	2,9
CaO	9,3–10,2	6,0–11,8	6,2–15,8	5,2–7,2	5,3
Na ₂ O	1,0	2,6–2,9	0,6–3,5	1,2–1,4	1,9
K ₂ O	6,4–6,7	2,0–7,3	3,8–6,8	9,1–9,6	9,0
f _{общ}	70–73	43–57	57–72	64	76
Fe ₂ O ₃ :FeO	1,5–2,1	0,6	1,1–1,7	1,0	2,0
H ₂ O±	0,6–0,8	0,6–1,2	0,5	0,5–1,2	0,9
P ₂ O ₅	0,8–1,6	0,8–1,6	0,8–2,2	0,8–0,9	1,6
F	0,05–0,12	0,23	0,17–0,33	–	–
Cl	0,02	0,01–0,04	–	–	–
B	20	20	50	–	–
S	0,04	0,02	0,03–0,07	–	–
CO ₂	0,1	–	0,06	–	–
Li	10–12	7	5–10	30–90	15
Rb	100–300	100	100–180	100–140	120
Cs	2–5	7	2–6	5–6	5
Sr	2000	700	2000–2400	1600	3000
Ba	5300	2700	2400–3100	–	3000
Be	5	1–3	1	5–10	5
Ga	10–50	11–14	9	22–36	30
Ni	130–200	90–130	200	15–25	130
Co	40–55	40	30	10–20	50
Cr	270–400	48–70	300	50	240
V	80–120	200–300	120	120–250	220
Sc	10	10	30	10	10
Cu	30	40	100	120–155	150
Pb	3–50	50	100	40–50	50
Zn	70	70	100	80	100

Инаглинские: 1 – псевдолейцитовые шонкиниты (из 6), 2 – нефелинсодержащие шонкиниты (из 5), 3 – бесфельдшпатоидные шонкиниты (из 5); якокутские: 4 – эпилейцитовые шонкиниты (из 2), 5 – нефелинсодержащие шонкиниты, 6 – бесфельдшпатоидные шонкиниты; ирисуйские: 7 – псевдолейцитовые шонкиниты (из 3), 8 – нефелинсодержащие шонкиниты (из 2); каиндинские: 9 –

Относительное содержание железа и магния калиевых щелочных пород можно охарактеризовать при помощи коэффициента общей железистости (f_{общ}). Калиевые лимбургиты, пикриты, перидотиты и некоторые пироксениты отличаются весьма низкими значениями общей железистости – 23–40 (см. табл. 18). У шонкинитов общая железистость от 43 до 60, у нефелиновых разновидностей шонкинитов его значение поднимается до 76 (см. табл. 19). У псевдолейцитовых сиенитов коэффициент общей

6	7	8	9	10	11
49,8	46,6	50,2	47,1	45,1	47,0-47,3
0,9	0,5	1,2	1,2	1,2	1,0
9,5	11,7	15,7	11,9	17,4	13,2-15,2
7,6	6,0	3,2	5,1	—	6,6-7,4
6,0	5,2	5,4	4,8	7,1	1,2-2,7
0,5	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
6,0	9,0	4,0	6,5	7,6	3,8-9,5
8,6	10,5	3,9	10,2	11,8	10,7-10,8
1,1	1,2	3,2	0,9	1,2	1,9
7,5	6,7	4,9	7,5	5,3	3,1-4,8
70	55	68	60	48	49-69
1,3	1,1	0,6	1,0	1,2	2,4-5,9
0,7	1,1	0,7	1,8	0,8	1,7-2,1
1,3	1,1-1,5	0,7-1,3	1,5	1,5	0,9
—	0,1	0,11	0,1	0,09	0,35
—	0,15-0,20	0,03-0,11	сл.	сл.	—
—	—	—	—	—	—
—	0,06	0,05	0,04	0,05	—
—	0,16	0,25	0,17	0,13	—
10	13-32	12	20-50	20-30	20-45
200	150-200	150	170-200	150-175	100
2	4-15	6	4-10	4-7	4-5
1500	2000	1600	1700	1700	—
3000	2700	3600	3300	4700	—
—	3	5	4	6	—
—	14	17	30	40	16-22
10	40	40	55	40-100	30-100
5	35	55	65	70	30-40
5	220	50	110	150-250	60-400
130	210	450	50-450	400-600	140
30	30	60	40	100	—
120	0-200	500	100	300	60-70
100	5-100	300	100	100	3-15
100	60	200	60	300	—

псевдолейцитовые шонкиниты (из 3), 10 — бесфельдшпатоидные шонкиниты (из 2); даубабинские: 11 — шонкинит-порфиры (из 3).

Аналитики: И.А. Бусалаева, С.И. Гундиенкова, Л.Ф. Карташова, Л.М. Крутецкая, Н.В. Королева, О.Г. Унанова, (ИГЕМ АН СССР).

железистости невысокий (55-70), выделяются лишь нефелин-псевдолейцитовые сиениты Каинды с $f_{\text{общ}}$ 94 (см. табл. 20). Лейцитовые фonoлиты и трахиты имеют $f_{\text{общ}}$ 40-65. Таким образом, железистость калиевых щелочных пород небольшая (40-65), но нефелиновые разности шонкинитов и сиенитов имеют заметно более высокую железистость, сопоставимую с железистостью фоййитов натриевой линии химизма (90-95). Отношение окисного железа к закисному у калиевых щелочных породах

Таблица 20

Вещественный состав фельшпатоидных и щелочных сиенитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,3	60,6	60,6–64,3	48,6–58,5	55,5–56,0	48,3
TiO ₂	0,6	0,1	0,21–0,3	0,6–0,7	0,6–1,8	1,1
Al ₂ O ₃	19,4	14,1	15,3–17,0	11,8–17,5	8,6–20,1	17,2
Fe ₂ O ₃	3,2	2,1	1,8–2,9	2,9–5,1	2,2–11,0	4,8
FeO	0,7	2,5	0,4–1,1	2,6–3,9	0,9–2,2	3,5
MnO	0,2	0,3	0,1	0,2–0,7	сл.–0,10	0,1
MgO	0,8	2,0	1,0–3,2	2,9	0,1–1,0	3,1
CaO	1,4	5,0	0,6–2,7	5,0–10,0	2,8–4,3	6,7
Na ₂ O	4,0	2,9	0,8–7,1	1,4–5,2	2,0–2,9	2,6
K ₂ O	8,9	8,9	6,4–13,6	5,3–8,9	10,2–10,7	9,5
f _{общ}	83	71	56–69	5,7–71	93–96	55
Fe ₂ O ₃ :FeO	4,57	0,86	2,6–4,5	1,2–1,9	2,4–5,0	1,4
H ₂ O [±]	0,6	0,5	0,2–1,5	0,5–0,9	0,8–2,0	0,8
P ₂ O ₅	0,1–0,4	0,1	0,1	0,8–1,0	0,03–0,1	0,7
F	0,12	0,14	0,17	0,08–0,12	0,05	–
Cl	0,05	0,04	–	0,05–0,38	0,04	–
B	10	20	20	10	40	50
S	0,06	0,02	0,02	0,03–0,05	0,05–0,06	–
CO ₂	0,12	0,10	0,7	0,20–0,40	0,04–0,14	–
Li	4–15	6–23	5–50	12–27	15–18	35–120
Rb	120–175	150–170	90–150	130–200	160–200	180–200
Cs	3	2–5	1–4	9	1	9
Sr	5300	540	600–1200	3000	2100–3200	3000
Ba	3000	840	1000–2900	3000–4000	1300–7500	2000
Be	3	3	3–10	5	10–15	10
Ga	22–35	24–48	18–25	20	20	20
Ni	10–15	10–15	15–30	10–60	4–20	20
Co	3–40	3–10	3–10	20–50	20	20
Cr	10–35	6–15	4–50	10–150	25	50
V	50–450	200	45–100	100–300	100–280	100
Sc	10	10	30	30	30	30
Cu	20–50	50–140	15–350	30–100	70	50
Pb	20–150	30–150	17–200	200	20	20
Zn	70	200	200	100	100	200

Якутские: 1 – нефелин-псевдолейцитовые сиениты, 2 – щелочные сиениты; 3 иаглинские; 3 – щелочные диениты (из 4); ирисуйские: 4 – нефелин-псевдолейцитовые сиениты (из 2); каиндинские: 5 – нефелин-псевдолейцитовые сиениты (из 2); 6 – псевдолейцитовые сиенит-порфиры "фергуситы" (из 2).

Аналитики: И.А. Басалаева, С.И. Гундиенкова, Л.И. Зубкова, Л.Ф. Карташова, Н.В. Королева, Л.М. Крутецкая, О.Г. Уанова, Э.И. Тихомирова (ИГЕМ АН СССР).

колеблется в значительных пределах (см. табл. 19, 20, 22, 23). Характерно, что у калиевых перидотитов, пироксенитов и лимбургита это отношение меньше единицы, хотя в измененных (ослюденелых и др.) разностях оно повышается до 1,27–1,73. В шонкинитах, нефелин-псевдолейцитовых и щелочных сиенитах оно близко к единице, а у нефелиновых шонкинитов – 0,6. В измененных (ослюденелых, альбитизированных) породах окисное железо преобладает над закисным. Что касается вулканических калиевых пород, то для них, начиная от калиевых пикритов и кончая трахитами, отношение Fe₂O₃ : FeO обычно много более единицы.

В составе калиевых щелочных пород обеих провинций содержится титан – 0,4–1,2% TiO₂, или 2400–7200 мг/т, что значительно ниже кларка

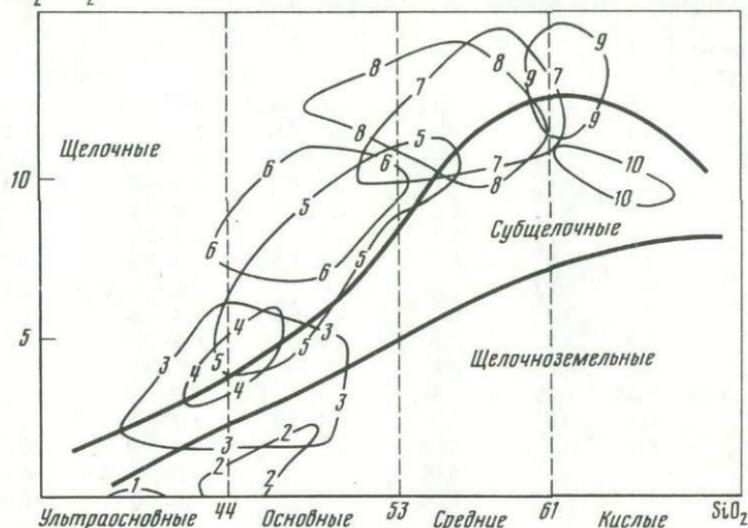
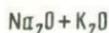


Рис. 29. Положение калиевых щелочных и сопутствующих им пород на графике систематики горных пород в координатах

1 — дуниты Инаглинского комплекса; 2 — калиевые перидотиты; 3 — биотитовые, ортоклазовые пироксениты; 4 — калиевые пикриты, лимбургиты; 5 — шонкиниты; 6 — лейцитовые тефриты и базальты; 7 — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; 8 — лейцитовые фонолиты и трахиты; 9 — щелочные сиениты, Инаглинского комплекса; 10 — субщелочные сиениты и монзониты

для основных пород (13800 г/т). Несколько больше титана в пироксенитах Ирису и Каинды (до 1,8% TiO_2). Титан входит в состав пироксенов, слюд, титаномагнетита, постмагматических меланита и сфена. Марганец во многих породах изученных комплексов присутствует в кларковых количествах; увеличение количества марганца (до 0,7%) в некоторых шонкинитах, пироксенитах и нефелин-псевдолейцитовых сиенитах связано с повышенным его содержанием в пироксенах, слюдах, оливине и меланите.

Заключая петрохимическую характеристику калиевых щелочных пород, отметим их ярко выраженную калиевую специфику: высокое общее содержание K_2O (до 16%) и низкие значения отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ (в основном менее 0,4). Даже у нефелиновых сиенитов калиевой линии химизма это отношение равно 0,4, в то время как у фойяитов натриевой линии оно составляет 1,4–1,7. Как было показано, для изучаемых интрузивных и вулканических пород заметна близость или совпадение по всем главным петрохимическим показателям. В пределах этих двух естественных серий имеют место аналогичные вариации состава — от низкокремнеземистых (36% SiO_2) и малощелочных (1–3% суммы щелочей) к высокощелочным (16% суммы щелочей) и сравнительно высококремнеземистым (60–65% SiO_2) типам, что характеризует процесс эволюции химизма калиевых щелочных комплексов от ранних магматических фаз к поздним.

Сравнение по основным петрохимическим показателям калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций с породами других регионов выявило близость составов аналогичных пород Тежсарского и Ишимского [84] вулcano-плутонических комп-

Таблица 21

Вещественный состав монцонитов и сиенитов, мг/т

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	52,2	49,5	60,7	62,6–66,4	48,6–49,3	54,4
TiO ₂	0,7	1,4	0,5	0,2–0,5	0,9	0,7
Al ₂ O ₃	15,7	16,2	18,6	17,0–17,2	11,8–13,8	14,6
Fe ₂ O ₃	5,6	5,4	2,6	0,7–2,2	4,2–6,8	7,4
FeO	4,1	5,1	0,9	0,6–1,4	3,8–4,2	–
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2–0,7	–
MgO	3,8	5,5	0,7	0,6–1,3	3,9–8,6	3,3
CaO	8,4	10,2	3,7	3,0	10,0–11,2	3,7
Na ₂ O	3,7	3,3	6,3	4,6–5,0	1,4–1,6	1,7
K ₂ O	4,9	2,5	4,6	4,8	6,2–7,7	9,0
f _{общ}	72	66	83	71–74	51–60	–
Fe ₂ O ₃ : FeO	1,36	1,05	2,88	1,01–1,57	1,0–1,8	–
H ₂ O _±	0,7	0,6	0,3	0,4–1,3	1,0–1,2	–
P ₂ O ₅	0,1	0,7	0,05	0,1	0,8–1,0	0,3
F	–	–	0,06	–	0,05–0,12	0,1
Cl	–	–	0,06	–	0,02–0,11	0,05
B	20	–	–	–	–	–
S	–	–	0,04	0,01	0,05	0,03
CO ₂	–	–	0,3	–	0,1–0,5	–
Li	30	20	4	8	5–70	5–10
Rb	40	200	90	140	150–200	130
Cs	15	6	1	1	3	3
Sr	5000	7000	550–1300	2000	1000–110	4000
Ba	4000	9000	850–1200	2000	2400–4500	3000
Be	1	5	10	5	1	1
Ga	60	20	30	20	60	60
Ni	60	20	4	16	10–30	40
Co	70	30	20	30	20–30	50
Gr	50	20	15	10	7–130	54
V	800	200	160	70	200–300	100–200
Sc	80	20	10	10	30	30
Cu	20	50	7	10	200	100
Pb	100	20	30	20	200	100
Zn	60	70	10	70	30	60

Ирисуйские: 1 — монцониты [84]; каиндинские: 2 — монцониты [84]; якутские: 3 — авгитовые сиениты; инаглинские: 4 — сиенито-диорит-порфириты (из 2); ирисуйские: 5 — меланосиениты (из 3), 6 — лейкосиениты (из 2).

Аналитики: И.А. Бусалаева, С.И. Гундиенкова, Л.И. Зубкова, Л.М. Крутецкая, О.Г. Унанова (ИГЕМ АН СССР).

лексов, массива Магнет Ков, а также Тальшского [4] и Центрально-Камчатского [113] вулканических полей (табл. 24).

После характеристики состава калиевых щелочных пород в отношении главных петрогенных элементов остановимся на роли P₂O₅, B, F, Cl, S, CO₂. Все калиевые щелочные породы содержат заметные количества фосфора, связанного главным образом в апатите нескольких генераций. По сравнению с кларком для ультрабазитов (Виноградов, 1962) в калиевых перидотитах содержание фосфора выше на два порядка. Повышенное (сравнитель-

Таблица 22

Вещественный состав калиевых щелочных эффузивов Якокутского комплекса, мг/т

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	41,1	50,4	53,3–58,1	58,9–59,4	70,0
TiO ₂	0,3	0,8	0,4–0,9	0,6	0,2
Al ₂ O ₃	3,7	11,8	12,5–19,7	9,0–18,0	16,1
Fe ₂ O ₃	3,8	7,0	3,2–5,8	2,6–3,0	1,2
FeO	5,0	4,5	0,3–7,1	1,7–2,1	0,6
MnO	0,2	0,2	0,1–0,3	0,2	0,01
MgO	29,6	5,1	0,9–3,6	0,9–1,0	0,9
CaO	8,0	6,8	3,4–4,8	3,5	3,6
Na ₂ O	0,1	1,3	0,6–1,6	5,4–5,7	4,7
K ₂ O	2,8	9,2	10,0–13,9	5,5–5,6	3,7
f _{общ}	23	69	77–93	82–83	65
Fe ₂ O ₃ :FeO	0,76	1,5	16,5	1,5	2,0
H ₂ O	1,5	0,9	0,83–0,2	0,2–0,3	1,3
P ₂ O ₅	0,3	0,8	0,1–0,2	0,1	0,08
F	0,2	0,07	0,04–0,86	0,15	0,38
Cl	0,04	0,06	0,03–0,04	0,06	0,05
B	20	5–10	5–30	5	5
S	0,5	–	0,01	0,04	0,02
CO ₂	2,6	–	0,65–0,94	0,20	0,92
Li	5	13–26	18–70	11	6
Rb	70	100–200	100–150	180	130
Cs	1	3	5	1	5
Sr	300	1350	820–3000	380–1550	400–660
Ba	750	4300	1000–3900	1750	700
Be	3	3	5	10	5
Ga	10	20	15–30	30	30
Ni	1250	40–50	6–60	100	10
Co	120	30–40	4–30	8	4
Cr	2300	41	10–120	5	7
V	100	300	200–300	140	100
Sc	30	10	30	30	10
Cu	300	70	50–70	200	50
Pb	–	20	8–200	70	50
Zn	200	200	200	100	70

1 – калиевые лимбургиты; 2 – тефриты; 3 – эпилейциты (из 4); 4 – трахи-
фонолиты (из 2); 5 – трахиты.

Аналитики: И.А. Бусалаева, С.И. Гундиенкова, Л.И. Зубкова, Л.Ф. Карташова,
И.В. Королева (ИГЕМ АН СССР).

но с кларком для основных пород) в несколько раз или на порядок содержание фосфора характерно для шонкинитов и нефелин-псевдолейцитовых сиенитов. Вулканиды (пикриты, эпилейцитовые тефриты и трахибазальты) обогащены фосфором в 2–3 раза, у эпилейцитов фосфора меньше (0,1–0,2% P₂O₅). Наивысшая концентрация фосфора для исследованных объектов отмечена в перидотитах Инаглинского комплекса (2% P₂O₅), в пироксенитах Каинды и Ирису (2,2% P₂O₅), в шонкинитах Инагли (2,2% P₂O₅). Существует мнение (Тихоненкова и др., 1971), что калиевые щелочные породы содержат меньше фосфора, чем щелочные породы натриевого ряда.

Таблица 23

Вещественный состав калиевых щелочных эффузивов Даубабинского массива, мг/т

Компо- ненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,4–46,7	44,1	42,7–47,3	48,7–53,6	53,1
TiO ₂	0,6–1,1	1,2	0,4–1,4	0,8–1,1	0,8
Al ₂ O ₃	14,1–15,7	14,9	13,4–15,6	14,9–17,3	14,9
Fe ₂ O ₃	7,0	5,8	7,3–8,5	5,0–6,0	5,0
FeO	1,4	3,3	0,3–0,8	1,0–2,6	1,2
MnO	0,1	0,2	0,1	0,1–0,2	0,1
MgO	8,3–13,0	6,5	4,0–5,9	2,1–33,6	9,5
CaO	9,2–10,0	6,9	7,2–9,9	5,2–6,9	12,1
Na ₂ O	1,7–3,4	3,5	0,4–0,5	3,6–4,9	1,1
K ₂ O	2,4–3,4	3,7	6,9–10,4	4,7–7,1	3,4
f _{общ}	39	58	58–65	66–76	40
Fe ₂ O ₃ : FeO	5,0	1,7	10,2–28,2	2,3–5,9	4,2
H ₂ O _f	3,8	5,4	1,4–4,11	2,0–4,4	5,0
P ₂ O ₅	0,8	0,8	0,3–0,9	0,4–0,6	0,7
F	–	0,47	0,34	0,1	0,11
Cl	–	0,06	–	0,04–0,09	–
B	20	10	10	10	5–10
S	0,07	0,06	0,05	0,02	0,07
CO ₂	–	–	0,5–4,16	0,7–1,8	1,0
Li	15–49	10–36	14–30	7–64	15–64
Rb	60–200	60–140	100–200	100–160	190
Cs	2–5	1–7	2–6	2–7	1
Sz	600–900	1100–2000	1000–1300	700–1400	850
Ba	300–460	1500–2000	2000	600–2100	1500
Be	1	1–5	1	1	1
Ga	14–60	11–30	14–40	14–30	20–30
Ni	20–75	40	10–75	30–100	20–30
Co	30–50	30	15–40	10–30	20–30
Cr	300–1000	65	40–160	35–270	30–200
V	200–600	300	100–250	110–300	120–190
Sc	40	20–60	30	10	20
Cu	30–800	60	10–60	30–100	20–40
Pb	25–300	300	4–100	200	60–300
Zn	100–300	200	30	60–85	60–100

1 – калиевые пикриты (из 3); 2 – щелочные трахибазальты; 3 – лейцитовые трахибазальты (из 2); 4 – эпилейцитовые тефриты (из 4); 5 – трахиты.

Аналитики: И.А. Басалаева, С.И. Гундиенкова, Л.И. Зубкова, Л.Ф. Карташова, Л.М. Крутецкая, Е.М. Нактинас (ИГЕМ АН СССР).

Сравнение с аналогичными по составу породами Елетьозерского массива (пироксениты – 0,2% P₂O₅, эссекситы – 0,8–1,2%, нефелиновые сиениты – 0,1–0,3 показывает, что породы натриевого ряда не имеют повышенных (сравнительно с калиевыми) содержаний фосфора. Определенное в генеральной пробе Хибинского массива содержание окиси фосфора составляет 0,28, а в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах изученных нами объектов оно колеблется от 0,2 до 1,0%.

Фтор в калиевых щелочных и сопутствующих им породах обеих провинций присутствует в заметных количествах. Так, в калиевых перидотитах

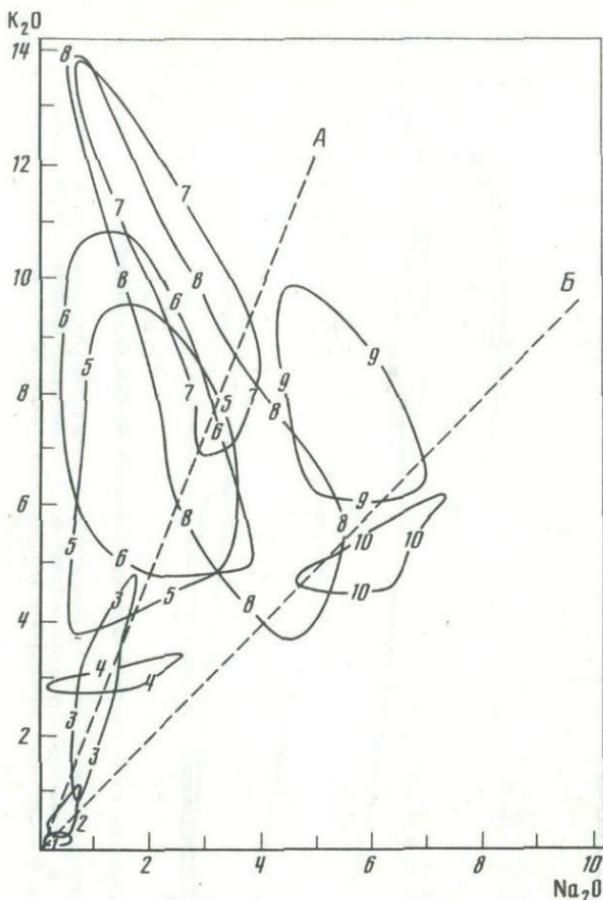


Рис. 30. Положение калиевых щелочных и сопутствующих им пород на графике отношений K_2O и Na_2O

1 — дуниты Инаглинского комплекса; 2 — калиевые перидотиты; 3 — биотитовые, ортоклазовые пироксениты; 4 — калиевые пикриты, лимбургиты; 5 — шонкиниты; 6 — лейцитовые тефриты и базальты; 7 — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; 8 — лейцитовые фonoлиты и трахиты; 9 — щелочные сиениты Инаглинского комплекса; 10 — субщелочные сиениты и монцониты; А — $Na_2O/K_2O = 0,4$; Б — $Na_2O/K_2O = 1$

и пироксенитах фтора на порядок и более выше кларка для ультрабазитов. В шонкинитах также повышенные содержания фтора (0,10–0,33%) сравнительно с кларком для основных пород (0,04%), а в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах содержание фтора колеблется от 0,05 до 0,35%, в щелочных сиенитах — 0,14–0,17%. Максимальное содержание фтора (1,48%) установлено в ослюденелых пироксенитах Якукота, где фтор, помимо вхождения в состав флогопита, образует флюорит. В вулканических породах Якукотского комплекса и Даубабинского поля фтора — от 0,04 до 0,86%, наиболее обогащены им эпилейцитовые трахибазальты и эпилейциты. Содержание фтора в калиевых щелочных породах Инаглинского и Якукотского комплексов, а также массивов Западно-Таласской провинции заметно выше, чем, по данным О.Д. Ставрова [107] в калие-

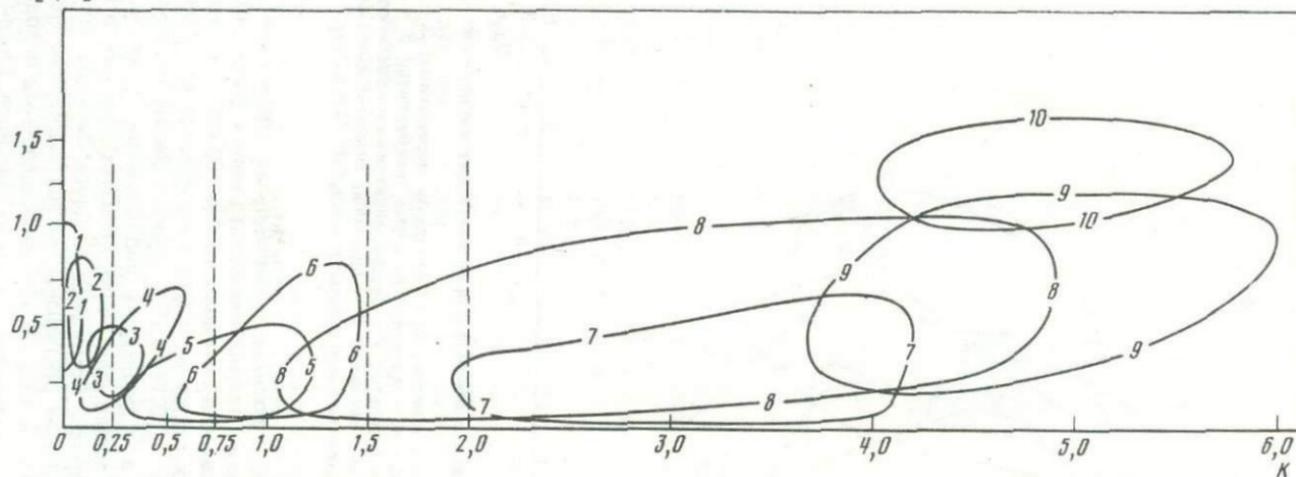
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 

Рис. 31. Положение калиевых щелочных и сопутствующих им пород на графике отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ к коэффициенту глиноземистости (К)

1 — дуниты Инаглинского комплекса; 2 — калиевые перидотиты; 3 — биотитовые, ортоклазовые пироксениты; 4 — калиевые пикриты, лимбургиты; 5 — шонкиниты; 6 — лейцитовые тефриты и базальты; 7 — псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты; 8 — лейцитовые фonoлиты и трахиты; 9 — щелочные сиениты Инаглинского комплекса; 10 — субщелочные сиениты

и монцониты,
$$K = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{F}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$$

Таблица 24

Особенности химизма и характерные микропримеси пород калиевых щелочных комплексов различных провинций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Ишимский комплекс (Казахстан)</i>								
SiO ₂	46,0	54,0	56,2	45,0	53,0	53,0	51,0	53,0
TiO ₂	1,1	0,7	0,5	1,4	0,6	0,4	0,9	1,2
Al ₂ O ₃	16,0	20,1	18,4	11,5	20,6	2,05	12,6	12,5
fo	58	78	90	50	89	88	89	55
Na ₂ O	2,6	4,0	3,1	1,2	4,7	4,5	2,6	2,5
K ₂ O	4,5	8,5	9,3	4,4	8,5	9,5	4,2	4,0
P ₂ O ₅	0,4	0,2	0,2	0,7	0,1	0,07	0,6	0,6
Ba	300	—	—	—	—	—	280	—
Cr	280	—	—	—	—	—	1880	—
Ni	300	—	—	—	—	—	100	—
Co	20	—	—	—	—	—	30	—
V	—	200	—	—	—	—	—	—

1 — эпилейцитовый тефрит, 2 — эпилейцитовый фонолит, 3 — трахит, 4 — псевдолейцитовый пироксенит, 5 — шонкинит, 6 — нефелин—псевдолейцитовый сиенит, 7 — кенталленит, 8 — эссексит [84].

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Талашский комплекс (Азербайджан) (1—4) и Юго-Восточный Памир (4—8)</i>								
SiO ₂	51,0	55,5	46,5	47,5	54,0	65,0	45,0	53,0
TiO ₂	0,4	0,6	0,9	0,8	0,8	0,3	1,1	0,8
Al ₂ O ₃	17,2	18,5	16,8	15,2	14,8	14,6	11,9	14,9
fo	70	75	57	60	71	75	62	74
Na ₂ O	3,9	3,3	2,1	3,4	2,0	2,9	1,6	1,5
K ₂ O	4,1	4,6	4,4	4,4	9,3	7,0	7,4	9,5
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,7	0,1	1,2	0,4
F	—	—	—	—	0,8	0,9	0,3	0,7
Ba	—	—	—	—	10 900	12 000	128	6 800

1 — тефрит, 2 — трахиандезит лейцитовый, 3 — трахибазальт лейцитовый, 4 — базальт лейцитовый [4]; 5 — сиенит пироксеновый, 6 — граносиенит-порфир, 7 — фергусит-порфир, 8 — сиенит-порфир [37].

вых щелочных породах Сыннырского, Сакунского и Мурунского массивов.

Хлор присутствует во всех исследованных породах в небольших количествах (0,02—0,09%), однако заметно более высоких, чем кларк для основных пород (0,006). Хлором обогащены некоторые разности шонкинитов (0,2%) и нефелин-псевдолейцитовых сиенитов (0,3%) массива Ирису, что может быть связано с развитием наложенного гадингсита.

Бор в калиевых щелочных породах составляет от 5 до 30 мг/т. Среди эффузивов лимбургиты и пикриты содержат (в мг/т) бора 20, лейцититы — до 30, а щелочные и лейцитовые базальты, тефриты и трахиты — 5—10. Несколько обогащены бором все интрузивные породы Каинды (40—50), особенно эндоконтактные сиениты (200).

Сера присутствует в количествах, близких к кларку для основных и

Таблица 24 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Тежсарский массив (Армения)</i>									
SiO ₂	5,0	51,0	54,0	53,0	56,0	54,0	52,0	57,0	56,0
TiO ₂	0,8	0,6	0,7	0,9	0,4	0,5	1,2	0,8	0,6
Al ₂ O ₃	17,2	20,6	20,4	21,1	21,2	22,3	20,7	19,4	21,0
fo	66	84	90	83	82	90	89	89	90
Na ₂ O	3,2	4,5	3,7	4,2	5,3	5,2	5,2	5,6	4,2
K ₂ O	7,4	6,7	7,2	7,2	5,3	7,8	9,5	6,9	7,5
P ₂ O ₅	0,1	0,1	—	0,2	—	0,2	0,2	0,1	0,1
F, Cl, S	0,27	0,05	—	0,23	—	0,25	0,5	0,15	0,1
Sr	2000	1000	—	—	—	—	200	1300	550
Ba	1000	2000	—	—	—	—	60	60	60
Cr	30	—	20	—	—	—	—	—	10
Ni	20	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	18	—	—	—	—	—	—	—	—

1 — тефрит лейцитовый, 2 — трахиандезит, 3 — трахит санидиновый, 4 — трахит лейцитовый, 5 — трахит биотитовый, 6 — фонолит лейцитовый, 7 — сиенит псевдолейцитовый, 8 — сиенит нефелиновый, 9 — сиенит щелочной [53].

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Центральная Камчатка (1-7) и Шонкин Сэг, США (8-10)</i>										
SiO ₂	44,0	50,0	47,0	47,0	48,0	44,0	51,0	44,9	48,4	47,9
TiO ₂	1,6	0,6	0,8	0,9	0,2	0,8	0,7	0,9	0,8	0,8
Al ₂ O ₃	14,1	16,6	12,4	15,3	12,9	5,0	14,5	6,3	11,3	12,5
fo	63	62	65	65	67	46	75	31	48	54
Na ₂ O	1,9	2,8	2,8	1,8	1,8	0,1	2,3	0,3	2,9	3,2
K ₂ O	1,5	3,5	3,3	4,1	4,8	0,9	6,4	3,2	4,8	5,6
P ₂ O ₅	0,1	0,3	0,6	—	—	0,5	0,3	1,0	1,1	0,9
CO ₂	—	—	—	—	—	3,8	—	—	0,2	0,01

1 — щелочной базальт, 2 — трахибазальт, 3 — лейцитовый абсоракит, 4 — тефрит, 5 — лейцитит, 6 — пироксенит биотит-ортоклазовый, 7 — шонкинит порфиоровый [113]; 8 — биотитовый пироксенит, 9 — шонкинит нижний, 10 — шонкинит верхний [37].

ультраосновных пород (0,03%). Повышенное содержание серы установлено в перидотитах, содержащих сульфиды железа; максимальное содержание серы в калиевом лимбургите Якокутского комплекса (0,58%) связано с наложенной пиритизацией.

Углекислота в неизмененных калиевых щелочных породах встречается в ничтожных количествах (0,04–0,1%). В процессе постмагматического изменения интрузивных пород часто развивается кальцит. В неизмененных вулканических породах углекислоты также мало, но в миндалекаменных разностях щелочных базальтов и лейцитовых тефритов ее 0,7–1,7% и более, в измененных трахитах — около 1% CO₂.

В калиевых щелочных породах обеих провинций исследовалась также газовая составляющая [51]. Щелочные породы изучаемых массивов в отличие от натриевых щелочных пород характеризуются низкими содержаниями газов, захороненных в микропорах минералов, в большинстве слу-

Таблица 24 (продолжение)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Сыннырский массив (1-5) и Сакунский массив (6-8) (Прибайкалье)</i>								
SiO ₂	52,0	44,0	55,0	54,0	60,0	61,0	59,0	55,0
TiO ₂	0,1	2,1	0,4	0,2	0,7	0,3	0,1	0,1
Al ₂ O ₃	23,7	17,0	21,7	22,5	17,6	17,0	18,5	21,4
fо	80	83	80	84	86	71	88	90
Na ₂ O	3,0	3,9	3,3	1,1	3,3	4,0	6,0	0,8
K ₂ O	14,3	4,1	13,1	18,3	8,5	9,7	8,9	19,0
P ₂ O ₅	—	1,2	1,5	0,9	0,6	0,1	0,2	0,1
F	—	—	0,6	0,6	—	—	—	—
Sr	—	950	1330	190	1460	—	2000	—
Ba	—	1110	3660	2160	3100	—	100	—
Cr	180	—	—	—	—	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	10	—

1 — эпидейцитовый фonoлит, 2 — тефрит, 3 — нефелин-биотитовый сиенит, 4 — псевдолейцитовый сиенит, 5 — пулассит [108]; 6 — щелочной сиенит, 7 — нефелиновый сиенит, 8 — сыннырит [8].

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Лох-Борралон (Шотландия) (1-5) и Мушугай-Худук (Монголия) (6-10)</i>										
SiO ₂	33,5	45,0	48,1	62,9	68,0	51,3	55,2	62,5	60,9	72,3
TiO ₂	4,5	1,2	1,7	0,3	—	1,1	0,8	0,8	0,9	0,1
Al ₂ O ₃	7,6	20,9	18,5	21,2	16,5	16,8	17,8	17,2	16,1	12,8
fо	71	79	84	93	—	67	79	85	73	48
Na ₂ O	3,5	3,5	3,4	5,5	7,5	4,5	3,9	4,8	4,9	0,2
K ₂ O	1,4	4,1	8,0	3,5	3,4	5,8	7,4	4,4	6,5	11,0
P ₂ O ₅	2,3	0,6	—	—	—	1,5	0,4	0,4	—	0,1
F	—	—	—	—	—	0,3	0,4	0,2	0,3	0,7
Rb	—	—	—	—	—	70	150	90	160	660
Sr	—	—	—	—	—	11 000	5100	3200	4000	160
Ba	—	—	—	—	—	7000	1800	2100	2200	250

1 — меланитовый пироксенит, 2 — меланит-нефелиновый сиенит (ледморит), 3 — меланит-псевдолейцитовый сиенит (боролонит), 4 — меланитовый сиенит, 5 — кварцевый сиенит [141]; 6 — шонкинит-порфир, 7 — лейцитовый фonoлит, 8 — биотитовый трахит, 9 — щелочной сиенит, 10 — ультракалиевый липарит [12].

чаев не превышающими 1 см³/кг (табл. 25). Постоянно присутствуют водород, метан, тяжелые углеводородные газы C₂—C₄. Во всех пробах водород преобладает над метаном и его гомологами. Гелий и углекислый газ устанавливаются не во всех пробах; содержание гелия невысокое ($n \cdot 10^{-4}$, изредка $n \cdot 10^{-3}$); углекислый газ, если он присутствует, отмечается в небольших количествах ($n \cdot 10^{-2}$). Интересен факт обогащения гелием (0,038 см³/кг) известняков вблизи кольцевого разлома Инаглинского комплекса. Известняки вблизи Даубабинского вулканогенного поля аномально обогащены метаном и тяжелыми углеводородными га-

Таблица 24 (окончание)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Шонкин Сэг (1-2) и Магнет-Ков. Арканзас (3-9) США</i>									
SiO ₂	49,9	49,0	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,8	0,7	0,7	2,0	4,0	1,2	0,6	0,8	0,2
Al ₂ O ₃	18,0	21,0	—	—	—	—	—	—	—
fo	69	79	92	79	67	79	89	89	95
Na ₂ O	3,7	5,8	5,6	6,9	1,5	8,0	8,3	8,0	6,0
K ₂ O	7,7	6,2	7,4	4,8	0,6	6,1	6,2	6,8	8,4
P ₂ O ₅	0,7	0,4	0,1	0,4	2,2	0,2	0,1	0,1	0,03
F, Cl, S	0,02	—	1,4	0,4	0,6	0,8	1,2	1,4	1,7
Sr	2000	4000	5000	5000	5000	650	140	540	600
Ba	3800	10500	2000	2000	500	4000	2600	330	2000
Cr	—	—	—	10	—	130	—	—	—
Ni	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	290	700	—	460	520	300

1 — сиенит, 2 — щелочной сиенит [137], 3 — фонолит, 4 — щелочной трахит, 5 — якупирангит, 6 — сфен-нефелиновый сиенит, 7 — гранат-псевдолейцитовый сиенит, 8 — гранат-нефелиновый сиенит, 9 — лейкократовый нефелиновый сиенит [137].

Таблица 25

Содержание газов в калиевых щелочных породах (см.³/кг)

Комп- лексы	H ₂	CH ₄	C ₂ -C ₄	CO ₂	He	Σ
1	0,580	0,00640	0,0000545	He обн.	He опр.	0,587
2	0,002— 0,210	0,00006— 0,00480	0—0,00050	0—0,460	He обн.	0,002— 0,675
3	0,300	0,00210	0,00002	He обн.	0,00038	0,302
4	0,130	0,00200	0,00009	Следы	0,00009	0,132
5	0,330	0,00120	0,00001	He обн.	0,00064	0,332
6	0,140	0,01200	0,00005	"	He обн.	1,152
7	0,400	0,06300	0,00185	"	0,00040	0,465
8	0,035— 0,340	0,00021— 0,03600	0,00051	"	0,00015— 0,00022	0,035— 0,377
9	0,059	0,00055	0,00001	0,074	0,00021	0,134
10	0,450	0,00180	0,00022	He обн.	0,00027	0,452
11	0,230	0,00310	0,00020	Следы	He обн.	0,233
12	1,400	0,00180	0,00030	He обн.	"	0,1402
13	1,120	0,01500	0,00029	Следы	0,00028	0,136

Инаглинский комплекс: 1 — шонкинита, 2 — из щелочных сиенитов (из 3); Якутский комплекс: 3 — из шонкинита, 4 — из щелочного сиенита; Ирисуйский комплекс: 5 — из полевошпатового пироксенита, 6 — из шонкинита, 7 — из псевдолейцитового сиенита; Каиндинский комплекс: 8 — из шонкинитов (из 2), 9 — из сиенита; Даубабинское вулканическое поле: 10 — из калиевого пикрита, 11 — из кластолавы эпилейцитового базальта, 12 — из тефрита, 13 — из трахита.

зами, причем последние преобладают над метаном. Сопоставление по газовой составляющей шонкинитов и тефритов с более лейкократовыми породами — фельдшпатоидными и щелочными сиенитами, трахитами — позволяет говорить о том, что более меланократовые породы богаче водородом и метаном. Вместе с тем полевошпатовые пироксениты Ирису бедны газом, а трахиты Даубабинского поля относительно обогащены водородом ($1,120 \text{ см}^3/\text{кг}$). В ряде случаев интрузивные породы богаче водородом, чем их эффузивные аналоги. Выявленные особенности состава газов в калиевых щелочных породах Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций отмечались и для калиевых щелочных эффузивов Восточно-Африканской рифтовой зоны [16].

Переходим к характеристике микроэлементов калиевых щелочных пород. Было исследовано поведение следующих групп микроэлементов: 1) Li, Rb, Cs; 2) Sr, Ba, Be, Ga; 3) Ni, Co, Cr, V; 4) Zr, Nb; 5) Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Mo, Sn. Основное внимание было уделено выявлению элементов, отражающих специфику состава и условий образования калиевых щелочных пород.

Литий, рубидий, цезий — редкие щелочные мегаллы, повсеместно распространены в породах исследованных массивов.

Литий в калиевых перидотитах и пироксенитах, в шонкинитах, фельдшпатоидных сиенитах составляет от 5 до 15 мг/т, что ниже или близко к кларку лития для основных пород. В вулканогенных породах Якокутского комплекса и Даубабинского поля содержится от 6 до 30 мг/т лития, несколько выше (45–70) в якокутских эпидейцитах, а также в даубабинских пикритах и сиенит-порфирах. Во всех калиевых массивах литий несколько накапливается в конечных фазах магматизма. Лейцитовые породы также относительно обогащены литием.

В ослюденелых гипербазитах лития 30–50 мг/т. Повышенное содержание лития наблюдается также в отдельных участках ослюденелых шонкинитов, фельдшпатоидных сиенитов, псевдолейцитовых сиенит-порфира (фергуситов). Следовательно, повышенные содержания лития связаны главным образом с наложенным ослюдением; вместе с тем в метасоматических флогопит-хромдиопсидовых породах Инаглинского комплекса лития всего 5 мг/т. Содержание лития в флогопитах-биотитах меняется в весьма широких пределах, причем у большинства слюд увеличением содержания лития связано с увеличением их железистости.

В других минералах калиевых щелочных пород лития мало: в пироксенах 14, в экскерманите 46, в полевых шпатах 1–4 мг/т. Для нефелина и псевдолейцитовых агрегатов у нас данных нет, но в этих минералах из псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов Сыныра обычно содержится 5–20 мг/т лития [108].

Рубидий — характерный микроэлемент калиевых щелочных пород [107], известна его геохимическая связь с калием. Минимальное содержание рубидия (в мг/т) в калиевых перидотитах, лимбургитах, пикритах — 7–80, в пироксенитах — 30–110, больше рубидия в ортоклазовых и ослюденелых разностях — 180–200, в шонкинитах — от 100 до 200; замечено, что в нефелинсодержащих шонкинитах рубидия меньше, чем в псевдолейцитовых разностях, в фельдшпатоидных и щелочных сиенитах — 115–200. Щелочные трахибазальты, тефриты, трахиты Якокутского комплекса и Даубабинского поля имеют от 110 до 240 мг/т рубидия. Таким образом, для калиевых щелочных пород характерно содержание рубидия немного выше кларка для основных пород.

Рубидий содержится (мг/т) в слюдах (120–850), наиболее высокие значения установлены для наложенной слюды щелочного сиенита Якокут-

ского комплекса. В ортоклазе 130—490 рубидия, в пироксене и эккерманите рубидия мало (2—4). Содержание рубидия в псевдолейцитовых агрегатах исследованных пород нами не установлено, однако псевдолейцит-содержащие породы примерно вдвое богаче рубидием, чем породы без псевдолейцита. По С.М. Кравченко [64], в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах Ишимского массива до 1400—1810 рубидия. В псевдолейцитовых сиенитах Сыныра 1060 рубидия, причем в агрегатах псевдолейцита до 1200, а в нефелине 150—890; увеличенное содержание рубидия в нефелине связано с кальсилитовым миналом [108].

Цезий в исследованных породах составляет 1—6 мг/т, некоторое увеличение содержания цезия выявлено среди шонкинитов Каинды и Ирису (10—15). Щелочные эффузивы имеют 1—7 цезия. Среди минералов калиевых щелочных пород цезий накапливается главным образом во флогопит-биотитах. В ортоклазе 2—7 цезия, в пироксенах 6. Поведение цезия в калиевых щелочных породах тесно связано с калием, литием и рубидием.

Стронций и барий — характерные литофильные элементы щелочных пород. Стронция в калиевых перидотитах Инаглинского комплекса 400—900 мг/т, в ослюденелых разностях до 1400. В калиевых пироксенитах — 600—1100, в ослюденелых пироксенитах Каинды до 2500. В шонкинитах стронция 1000—2000 (в 2—4 раза выше кларка), в нефелинсодержащих шонкинитах Якокутского комплекса 3000. Фельдшпатоидные сиениты имеют 2000—3000, выделяются якокутские нефелиновые сиениты с 5300 мг/т стронция. В щелочных сиенитах стронция меньше — 600—1300. Щелочные эффузивы Якокутского комплекса и Даубабинского комплекса содержат от 500 до 1500 стронция, изредка до 2000. Стронций присутствует в полевых шпатах (до 4800), пироксенах (100—1000), слюдах (до 850), эккерманите (2700), нефелине (70—2490) [108], оливине (10), апатите (1700—2270). На примере изученных пород и минералов можно говорить о геохимических связях стронция как с Fe^{2+} , Ca, так и с K и Na.

Барий в калиевых перидотитах составляет 1000—3000 мг/т, в пироксенитах — 2000—3000, а в ослюденелых пироксенитах Якокутского комплекса — только 460. В шонкинитах 1700—3000 бария, в каиндинских шонкинитах 4700, в фельдшпатоидных сиенитах 2000—3000, максимум (4500—7500) установлен для некоторых каиндинских и ирисуйских пород. В щелочных сиенитах 1000—3000 бария. Таким образом, большинство интрузивных пород калиевого ряда имеют один порядок содержания бария — 1000—3000 мг/т, что в 3—10 раз выше кларка для основных пород и выше средних содержаний в щелочных породах натриевой линии химизма.

В вулканической серии пород содержание бария 1000—2000, максимальное содержание отмечено в тефритах и лейцититах Якокутского комплекса (4100—4300). Барий распределяется в следующих минералах: в полевых шпатах 3000—14 500, в пироксенах 10—300, в оливинах 200—270, в эккерманите 570, в слюдах 190—7200. Распределение бария тесно связано с калием; корреляция стронция и бария положительная.

Бериллий рассеян во всех калиевых щелочных породах (1—5 мг/т), вдвое больше бериллия в эпидейцитовых шонкинитах и мусковитизированных сиенитах, лейцитовых фолонитах Якокутского комплекса, в нефелин-псевдолейцитовых сиенитах Каинды. Спектральным анализом он отмечен в некоторых пироксенах (1—4) и биотитах (3).

Галлий в калиевых щелочных породах изученных массивов составляет 10—30 мг/т, что соответствует кларку или выше его вдвое. В калиевых перидотитах его меньше (3—5); повышенные (50) содержания галлия выявлены в ослюденелых пироксенитах и в щелочных сиенитах Якокутского комплекса, в псевдолейцитовых шонкинитах Инаглинского комп-

лекса, в эпидецититах Даубабинского поля. Среди породообразующих минералов галлий в пироксене составляет 5—14 мг/т, в слюдах — 7—20, в полевых шлатах — 10—33, в псевдолейците — 20, в магнетите — 10—18. Геохимически галлий в своем распространении связан с алюминием и трехвалентным железом.

Поведение микроэлементов группы железа представляет значительный интерес в связи с тесной ассоциацией калиевых щелочных пород среднего и основного ряда и их ультраосновных представителей.

Никель в калиевых щелочных породах встречается в количествах, значительно меньших, чем кларк для основных пород (130 мг/т), лишь изредка приближаясь к этому значению. Повышенные содержания отмечены в некоторых перидотитах Инаглинского (680) и в лимбургитах Якокутского (1250) комплексов. Среди минералов никель присутствует в пироксенах (10—100), хромдиопсиде (680), слюдах (7—360), оливине (1250—1650), титаномагнетите (800), хромите (1000), пирите (до 2000). Самостоятельные минералы никеля — бравоит, джерфшерит и пентландит установлены в калиевом лимбургите и ослюденелых перидотитах.

Кобальт в шонкинитах, щелочных нефелин-псевдолейцитовых сиенитах, а также в щелочных эффузивах содержится в околокларковых и в нижекларковых количествах. В 2—3 раза выше кларка содержание кобальта в лимбургитах, некоторых калиевых пироксенитах и перидотитах (см. табл. 18). Кобальт присутствует в пироксенах (20—100); в пироксене ортоклазового пироксенита Каинды его 500, в слюдах 20—120, в биотите шонкинита Ирису до 600, в оливинах 90—120, в титаномагнетитах до 200, в хромитах до 700, в пирите до 50.

Отношение Ni : Co в большинстве интрузивных и вулканических пород больше 1; оно менее 1 в ослюденелых и измененных разностях пород. В эндогенных процессах никель и кобальт имеют общую историю и связаны с Mg и Fe²⁺.

Хром почти во всех породах содержится в нижекларковых и околокларковых количествах. Повышенные содержания хрома выявлены в калиевых перидотитах (до 800 мг/т), а в ослюденелых перидотитах, где развивается хромдиопсид, его от 1000 до 6800. В пироксенитах хрома мало, лишь в каиндинских иногда до 420; среди шонкинитов выделяются обогащенные хромом породы Инаглинского комплекса и Даубабинского штока. Среди эффузивов максимальное содержание хрома отмечено в лимбургитах Якокутского комплекса (2300) и в пикритах Даубабинского поля (до 1000).

Хром рассеян в пироксенах, составляя от 60 до 200 мг/т. В некоторых пироксенах хрома значительно больше: в хромдиопсидах Инагли 3200—5600, в авгитах пикритов и тефритов Даубабинского поля 1200—1600, в диопсиде лимбургита 1260. В слюдах хром составляет: во флогопиттах 160—850, а в биотитах 30—400. Прямая связь содержания хрома с магнием в слюдах не устанавливается, хотя в наиболее магниезильных разностях его больше. В экскерманите хрома 960, в магнетите 860—2350, в титаномагнетите 460—11400, в сфене 100. Этот элемент образует также собственный минерал феррихромит (33—49% Cr₂O₃). Хром обычно замещает трехвалентное железо и алюминий в шестерной координации, однако корреляция с этими элементами не наблюдается. Наибольшая концентрация хрома отмечается в породах ранних фаз магматизма — ультраосновных эффузивах и перидотитах, а также в продуктах их постмагматического изменения.

Ванадий — элемент, рассеянный в породах в кларковых (250 мг/т) и ниже кларковых количествах. Несколько больше ванадия в породах Западно-Таласской провинции: в пироксенитах Ирису до 750, в шонкинитах до 600,

в пикритах Даубабы до 600. Ванадий распределен в пироксенах (100–150), слюдах (35–500), оливине (30–60), псевдолейците (80), ортоклазе (8–60 сфене (до 400), титаномагнетите (до 2800). Геохимически распространение ванадия связано с трехвалентным железом.

Скандий — элемент, характерный для габброидных и базальтоидных пород. В калиевых щелочных породах Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций скандий повсеместно присутствует в кларковых (30) и нижекларковых количествах. Несколько повышено содержание скандия в шонкинитах и пироксенитах Ирису и Каинды (до 100 мг/т), в щелочных базальтах Даубабы (до 60). Геохимически скандий связан с двухвалентным железом и магнием.

Последняя группа микроэлементов — это Cu, Pb, Zn и др. Содержание меди в калиевых щелочных породах близко к кларку для основных пород. В перидотитах меди мало, но в пироксенитах и шонкинитах массивов Ирису и Каинды ее в содержание в 3–5 раз выше кларка. Повышены содержания меди в отдельных пробах щелочных сиенитов Инаглинского комплекса и в лимбургитах Якокутского комплекса. В толще вулканитов Даубабинского поля содержится 60–100 мг/т меди, в пикритах — 300. Здесь расположены участки пропилитизации, обогащенные медью (1–2%) за счет развития халькопирита [2]. Геохимически медь связана с магнием и железом.

Свинец содержится в количествах, превышающих на порядок и более кларк для основных пород (6 мг/т). Выделяются шонкиниты массивов Ирису и Каинды, в которых до 500 свинца. Отметим, что эпилейцититы Якокутского комплекса и щелочные эффузивы Даубабинского поля также обогащены свинцом (до 300). Свинец в псевдолейцитовых агрегатах шонкинитов составляет 57, в калипатах этих пород — до 50. В пироксенах, слюдах свинца мало (3–10). Галенит, как акцессорный минерал, отмечен в ослюденелых перидотитах и шонкинитах Инаглинского и Якокутского комплексов, в кварцевых жилах последнего. В магматических процессах свинец связан с калием.

Цинк рассеян в количествах, редко превышающих кларк для основных пород (105 мг/т); повышенное (до 300) содержание установлено в ослюденелых разностях шонкинитов, а также в даубабинских пикритах. Цинк в биотитах составляет от 200 до 1000, а в пироксенах — лишь 10–50. Сфалерит отмечен в ослюденелых породах совместно с пиритом, галенитом и другими сульфидами.

Ртуть определялась в породах изученных комплексов обеих провинций впервые. Определения производились в лаборатории рудных формаций Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР и в лаборатории геохимии рудных месторождений ИГЕМ АН СССР. Всего было проанализировано 62 пробы и выявлен общий фон содержания ртути, составляющий $1-4^6$ вес. %, что ниже кларка для основных пород. Несколько обогащенный ртутью являются калиевые перидотиты и пироксениты ($3-4 \cdot 10^{-6}$ вес. %), в то время как сиениты и их эффузивные аналоги — трахиты несколько беднее ею ($1-2 \cdot 10^{-6}$ вес. %).

Молибден имеет кларковое содержание во всех породах, за исключением ослюденелых разностей шонкинитов Инаглинского комплекса, шонкинитов и сиенитов массива Ирису, эпилейцититов и трахитов Якокутского комплекса, 10 мг/т. В кварц-флюоритовых жилах, развитых среди мусковитизированных щелочных сиенитов Якокутского комплекса, молибден составляет 500 мг/т.

Как показали проведенные специальные исследования [101], среднее фоновое содержание серебра в щелочных породах составляет 1–3 мг/т, что

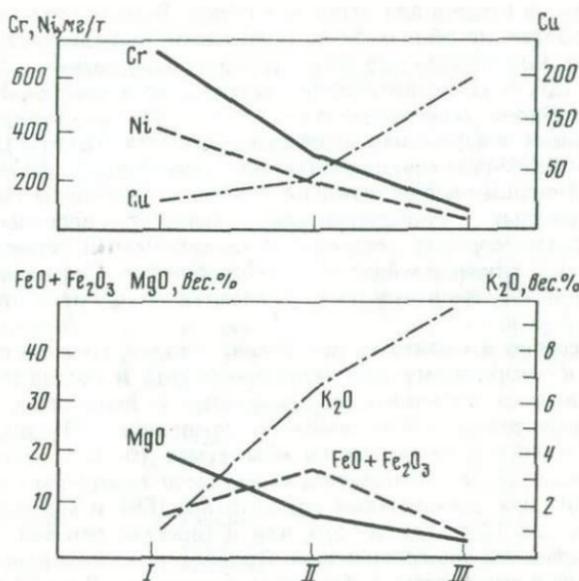


Рис. 32. Корреляция петрогенных элементов и микроэлементов в породах Инаглинского комплекса

I — калиевые перидотиты; II — шонкиниты; III — щелочные сиениты

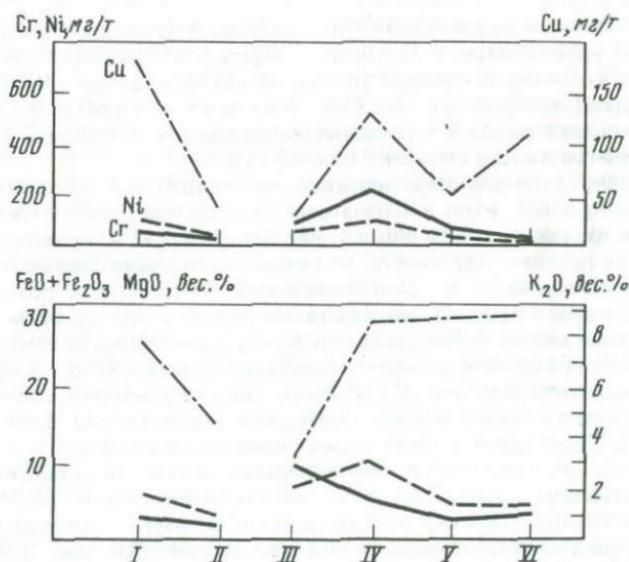


Рис. 33. Корреляция петрогенных элементов и микроэлементов в первично-магматических и измененных породах Инаглинского (I-IV) и Якутского (V-VI) комплексов

I — перидотиты; II — ослоденелые перидотиты; III — шонкиниты; IV — ослоденелые шонкиниты; V — щелочные сиениты; VI — мусковитизированные щелочные сиениты

на порядок выше кларка для основных пород. В исследованных калиевых щелочных породах на общем фоне выделяются ослюденелые перидотиты Инаглинского комплекса (до 32), нефелиновые сиениты Якокутского комплекса (18). В мусковитизированных сиенитах серебра 5, а в кварц-флюоритовых жилах, залегающих в них, — 20. В Западно-Таласской провинции повышенным содержанием серебра выделяются трахиты Даубабинского поля (6) и особенно псевдолейцититовые сиенит-порфиры массива Каинды (до 18). Повышенные содержания серебра установлены главным образом в ослюденелых и гидротермально измененных калиевых щелочных породах. Наличие серебра установлено в пироксенах, слюдах, оливине, меланите (1 мг/т), псевдолейците (10 мг/т), апатите. Геохимическая связь серебра с другими элементами не ясна, заметна лишь положительная связь с медью.

Золото рассеяно в калиевых щелочных породах, средний фон содержания близок к кларковому для основных пород и составляет 2–5 мг/т [101]. Выделяются повышенные содержания в некоторых шонкинитах (9) и щелочных сиенитах Инаглинского комплекса (10), в нефелиновых и щелочных сиенитах Якокутского комплекса (6–12), сиенит-порфирах массива Каинды (7, 9). Относительно высокое содержание золота отмечается в некоторых ослюденелых перидотитах (55) и мусковитизированных сиенитах (до 100), где золото, как и серебро, связано с постмагматической сульфидной минерализацией. Проведены исследования по распределению золота в минералах: в пироксенах золота от 3 до 52 мг/т, причем более высокие содержания характерны для пироксенов ранних магматических фаз; в оливине от 70; в магнетите и титаномагнетитах от 5 до 60; в слюдах 6–53; в меланите 15–26; в флюорите 7; в кварце 20; апатите 60. Отмечается корреляция золота с магнезиальностью и общей меланократовостью пород.

Олово в подавляющем количестве проб калиевых щелочных пород содержится на уровне кларка (1–мг/т). Вместе с тем выделяются эффузивы Даубабинского поля, в которых олова на порядок выше (10–30), а максимум в одной из проб трахита 100. В щелочных сиенитах Инаглинского комплекса 6 мг/т олова. В ослюденелых разновидностях пироксенитов, шонкинитов и сиенитов массива Ирису олова 10–30.

Рассмотрена возможность корреляции некоторых петрогенных элементов и микроэлементов в магматических породах Инаглинского и Якокутского комплексов (рис. 32, 33). В интрузивных и вулканических ассоциациях содержание магния, с которым четко коррелируется поведение хрома и никеля, падает от ранних магматических фаз к поздним. Суммарное количество окислов железа также падает к концу магматического этапа, но менее резко. В Инаглинской ассоциации (калиевые перидотиты — шонкиниты — щелочные сиениты) особенно заметна корреляция магния с хромом, никелем (см. рис. 32). В Якокутской вулканической ассоциации ранние калиевые лимбургиты обогащены магнием. Из этих графиков (см. рис. 32, 33) следует прямая корреляция калия с медью.

В породах, подвергшихся постмагматическому ослюденению, связи породообразующих элементов и микроэлементов меняются. Синхронно падает содержание магния, хрома, никеля и растет количество калия, менее заметно увеличение суммы окислов железа (см. рис. 33). Из летучих, помимо воды, отмечается относительное накопление серы, фтора, бора. Во всех случаях поднимается содержание меди, свинца, олова.

Суммируя все данные о распределении микроэлементов в щелочных породах, можно видеть, что наиболее характерными в их составе являются стронций, барий, медь, свинец.

Таблица 26

Распределение микроэлементов в калиевых щелочных породах Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций

Комплекс, массив, вулканическое поле	Магматические фазы	Относительное накопление микроэлементов
<i>Интрузивные</i>		
Инаглинский	Ранняя	Ni, Co Cr, Hg
	Средняя	Sr, Ba, V
	Поздняя	Pb, Sn, Zn, Cu
Ирису, Каинды	Ранняя	Ni, Co Cr, Hg, Ba
	Средняя	Rb, V, Cu, Pb, Zn
	Поздняя	Sr, Ba
<i>Эффузивные</i>		
Якутский	Ранняя	Ni, Co Cr, Cu
	Средняя	Ba, Sr, V
	Поздняя	Pb, Zn
Даубабинское	Ранняя	Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Pb,
	Средняя	Sr, Ba
	Поздняя	Pb

Рассмотрим поведение микроэлементов в процессе формирования серий магматических пород, представляющих последовательные фазы магматизма интрузивных массивов и вулканических полей (табл. 26).

В Инаглинском комплексе интрузивная серия (перидотиты — шонкиниты — щелочные сиениты) характеризуется относительным накоплением в ранней фазе магматизма Ni, Co, Cr и Hg, в средней фазе Sr, Ba, V, а в поздней фазе (щелочные сиениты) Cu, Pb, Zn, Sn. В массивах Ирису и Каинды в серии пород, пироксениты — шонкиниты — нефелин-псевдолейцититовые сиениты для ранней фазы характерно повышенное содержание Ni, Co, Cr, V, Ba. В средней фазе отмечено относительное накопление V, Cu, Pb, Zn, а в поздней фазе — Sr, Ba.

В серии эффузивных пород Якутского комплекса лимбургиты значительно обогащены Ni, Co, Cr, в меньшей степени — Cu, Zn. Тефриты и эпилейцититы относительно обогащены Ba, Sr; в поздних трахитах больше Pb, Zn. В эффузивных породах Даубабинского поля ранние пикриты и щелочные базальтоиды содержат Cr, Ni, Co, V, Sr, Ba, Cu, Pb, лейцититовые трахибазальты и тефриты — Sr, Ba; в трахитах накапливается Pb.

Таким образом, как в интрузивных, так и в эффузивных сериях ранние дифференциаты калиевого — щелочно-базальтового расплава, представленные главным образом щелочными гипербазитами, обогащены Cr, Ni, Co. Следующая порция щелочно-базальтовой магмы (лейцититовых базальтов или шонкинитов) обогащена K, Sr, Ba, V, а поздняя (фельдшпатоидных, щелочных сиенитов, фонолитов или трахитов) — Pb, Sn. Поведение Cu, Zn, V и некоторых других элементов в процессе дифференциации калиевых щелочно-базальтовых магм часто более сложно и отражает региональную специфику формирования определенных породных серий.

Интересно сравнить поведение микроэлементов в интрузивных и эффузивных сериях Западно-Таласской провинции (см. табл. 26 и др.). Выделяется общий порядок цифр содержания микроэлементов и их распределения в процессе становления последовательных фаз магматизма. Характерна

концентрация в ранних фазах Ni, Co, Cr, V, а в поздних — Zr. Породы интрузивных серий более обогащены Sr, Ba. Микроэлементы Cu, Pb, Zn в интрузивных сериях относительно концентрируются в средней фазе (шонкиниты), а в эффузивных сериях ими обогащены породы как ранних, так и поздних фаз. Сравнение интрузивных и эффузивных серий Якокутского комплекса также показало общие черты распределения в них микроэлементов Ni, Co, Cr в ранних фазах, а Cu, Pb, Zn — в поздних.

Постмагматические процессы (ослюденение, окварцевание, пропилитизация) оказали значительное влияние на перераспределение в калиевых щелочных породах многих микроэлементов. Выше было показано влияние ослюденения. Мусковитизация и окварцевание якокутских щелочных и фельдшпатоидных сиенитов вызвали некоторую концентрацию F, P, S, Pb, Zn. Пропилитизация даубабинских вулканитов, помимо обогащения водой, вызвала привнос S, P, Ba, Cu, Pb. С цеолитизацией связано дальнейшее обогащение вулканитов H₂O и CO₂, однако заметного перераспределения микроэлементов при этом не произошло.

В заключение отметим, что сравнение калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций показало их значительную близость по набору и распределению характерных микроэлементов.

Сопоставление интрузивных и вулканических серий в пределах Якокутского комплекса, а также Даубабинского поля и интрузивных массивов Ирису и Каинды выявило общие закономерности распределения в них микроэлементов, что наряду с геологическими и петрографическими признаками свидетельствует о их комагматичности.

Установлены некоторые провинциальные особенности ассоциаций калиевых щелочных пород: в Центрально-Алданской провинции они более обогащены хромом, никелем, имеют более высокие локальные содержания стронция, для пород Западно-Таласской провинции характерны более значительные примеси меди, свинца, цинка.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ГИПЕРБАЗИТОВ ДВУХ ПРОВИНЦИЙ

Среди магматических пород изученных объектов Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций наиболее представительны и широко распространены интрузивные шонкиниты, нефелин-псевдолейцитовые сиениты, калиевые перидотиты пироксениты, а среди эффузивных — эпилейцитовые тефриты и трахибазальты, эпилейцититы, калиевые лимбургиты и пикриты. Проведем сравнительный обзор этих пород в целях выявления типоморфных черт и провинциальных особенностей.

Шонкиниты — это щелочные габбро калиевой линии химизма. Первичный парагенезис шонкинитов включает калиевые минералы: ортоклаз, лейцит (псевдолейцит), нефелин; темноцветные: авгит (салит), оливин (хризолит, гиалосидерит), флогопит; акцессорные: титаномагнетит, апатит, единичные хромит и циркон. Среди шонкинитов Инагли, Ирису и Каинды выделяются три главные разновидности: псевдолейцитовые, нефелинсодержащие и бесфельдшпатоидные. Во всех массивах характерна тесная пространственная сопряженность псевдолейцитовых и нефелинсодержащих шонкинитов в единых магматических телах. Только заметное преобладание псевдолейцита или нефелина позволяет выделить отдельные тела нефелиновых шонкинитов в Якокутском комплексе или псевдолейцитовых шонкинитов в Каиндинском массиве. В кольцевых телах массива Ирису и Инаглинского комплекса такое выделение невозможно, так как псевдолейцитовые и нефелинсодержащие шонкиниты тесно сопряжены и имеют взаимные перехо-

ды. Бесфельдшпатоидные шонкиниты также пространственно связаны с другими разновидностями. Эти породы неоднотипны и разнообразны по составу: в одних случаях они близки к фельдшпатоидным разновидностям, отличаясь только отсутствием фельдшпатоида, а в других случаях это, скорее всего, продукты постмагматической переработки фельдшпатоидных шонкинитов с широким развитием биотита, гастингсита, меланита, плагиоклаза и сфена. Такие породы часто называют меланосиенитами.

Химизм неизменных шонкинитов достаточно постоянен по всем основным компонентам независимо от провинциальной принадлежности (см. табл. 19): общая железистость шонкинитов 50–70, $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ составляет обычно менее 0,4. Всем шонкинитам свойственны повышенные содержания окиси фосфора (до 2,2%) и фтора (до 0,33%), а хлора и серы мало. Из микропримесей наиболее характерны барий и рубидий. Шонкиниты Центрально-Алданской провинции в среднем более магниезальные, это выражается в более магниезальном составе слагающих их оливина, пироксенов и слюд. Апатит содержит на порядок выше стронция, чем апатит западноталасских шонкинитов.

Среди шонкинитов своим обликом и составом несколько выделяются якутские. Это среднезернистые, но чаще тонкозернистые и более лейкократовые, чем обычно породы, в которых нефелин преобладает над псевдолейцитом, однако в химическом составе заметна их высокая калиевость (см. табл. 19.). Характерны повышенные количества марганца, меди, пониженные — хрома и никеля.

Ирисуйские и даубабинские шонкиниты изменены благодаря широко проявленному развитию постмагматических гастингсита, меланита, биотита и др.; в их составе более заметны примеси хлора, серы, углекислоты, а также ванадия, скандия, меди, свинца, цинка.

Сравнение состава шонкинитов изученных комплексов с эпидейцитовыми шонкинитами Ишимского комплекса показало, что последние более лейкократовые и железистые, обогащены глиноземом и натрием, в них мало фосфора. Шонкиниты Камчатки и Монтаны близки по составу к описываемым нами шонкинитам (см. табл. 24).

Среди нефелин-псевдолейцитовых сиенитов калиевых щелочных комплексов обеих провинций выделяются псевдолейцитовые, нефелиновые и нефелин-псевдолейцитовые разновидности. Во многих случаях они, подобно шонкинитам, тесно ассоциируют друг с другом и имеют постепенные переходы.

Псевдолейцитовые сиениты — лейко-мезократовые породы, сложенные ортоклаз-пертитом, авгитом (салитом), флогопитом. Ирисуйские псевдолейцитовые сиениты содержат оливин, акцессорные — магнетит, апатит (до 4%), циркон. В нефелиновых сиенитах пироксен часто представлен эгирин-авгитом. Псевдолейцитовые сиениты более магниезальные ($f_0 = 55-71$), чем нефелиновые ($f_0 = 83-96$); отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ у первых 1,1–1,6, а у вторых 2,4–5,0.

Якутские нефелин-псевдолейцитовые сиениты более лейкократовые, чем западноталасские, относительно обогащены фосфором, стронцием (5300 мг/т), ванадием (до 450 мг/т), редкоземельными элементами (190 мг/т). Западноталасские нефелин-псевдолейцитовые сиениты содержат больше бария (до 7500 мг/т), скандия, циркония (до 520 мг/т), меди (до 350 мг/т).

Нефелин-псевдолейцитовые сиениты обеих провинций в целом довольно близки по составу к нефелиновым сиенитам Сыннырского и Сакунского массивов; они сходны также с тежсарскими породами, которые обеднены P_2O_5 и Ва (см. табл. 24). Якутские и каиндинские породы более лейкократовые, чем ишимские, в последних мало Pb и Ва, но значительно

Таблица 27

Сравнение состава калиевых гипербазитов Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций с составом гипербазитов верхней мантии

Компоненты	Гранатовый перидотит мантийный, средний состав [70]	Калиевые перидотиты Инаглинского комплекса	Калиевые пироксениты Ирису
TiO ₂	0,2	0,4–0,9	0,9–1,8
MgO	41,6	14,0–19,0	8,2–19,2
Fe ₂ O ₃	3,3	3,2–4,2	3,6–9,8
FeO	4,2	4,6–5,2	5,6–7,2
CaO	1,9	13,4–21,0	12,8–18,3
Na ₂ O	0,4	0,3–0,7	0,7–3,3
K ₂ O	0,1	0,1–5,4	0,7–4,7
f ₀	16	30–36	33–65
Ni : Co	2	2–43	0,3–1,4

Таблица 27 (окончание)

Компоненты	Калиевые пироксениты Каинды	Калиевые лимбургиты Якокутского комплекса	Калиевые пикриты Даубабинского поля
TiO ₂	0,6–1,5	0,3	0,6–1,1
MgO	9,7–14,4	29,6	8,3–13,0
Fe ₂ O ₃	4,0–11,6	3,8	7,0
FeO	4,9–9,1	5,0	1,4
CaO	15,7–21,0	8,0	9,7–10,0
Na ₂ O	0,6–0,8	0,1	1,7–3,4
K ₂ O	1,1–3,3	2,8	3,4
f ₀	38–66	23	39
Ni : Co	0,2–3,4	10	0,7–1,5

больше Gr и Ni. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Магнет Ков содержат больше Na, в них больше TR, меньше Sr.

Калиевые гипербазиты — пироксениты и перидотиты в первичном составе содержат небольшие количества (до 10%) флогопита, ортоклаза, реже псевдолейцита. В перидотитах обычен феррихромит, пирротин и титаномагнетит с 1,79% Cr₂O₃, в пироксенитах — титаномагнетит (0,07–0,56 Cr₂O₃), апатит. Характерный постмагматический процесс — ослюденение сопровождается дополнительным обогащением гипербазитов апатитом, титаномагнетитом, пиритом и другими сульфидами Fe, Cu, Ni. В массиве Ирису со слюдой местами развивается сфен.

Замечено, что пироксениты и слюды гипербазитов Центрально-Алданской провинции более магниезальные и менее глиноземистые, чем эти минералы гипербазитов Западно-Таласской провинции, что согласуется с химическим составом этих пород. Западноталасские пироксениты более железистые (f₀ = 33–66) и более титанистые. В обеих провинциях гипербазиты обо-

гащены фосфором, частично за счет наложенного ослюденения, с которым иногда связано увеличение содержания фтора и лития. Все калиевые гипербазиты обогащены Ba, Sr, центральноалданские содержат больше Ni, Cr, а западноталасские — V, Sc, Cu, Zn.

Лимбургиты и пикриты могут быть сопоставимы с интрузивными калиевыми гипербазитами. Лимбургиты Якокутского комплекса близки к перидотитам Инагли по минеральному и химическому составу ($f_0 = 23$), в них значительно больше Ni, Cr, заметны примеси Cu, Zn, S, CO₂, меньше P₂O₅ и Ba. Пикриты Даубабинского вулканического поля также довольно магнизальные ($f_0 = 39$), они относительно обогащены Cr, V, Cu, Pb, Zn, содержание Ni и Co в них невысокое.

Сравнение состава интрузивных и эффузивных гипербазитов с составом мантийного гранатового перидотита [70] показало, что наиболее близки к последним калиевые лимбургиты Якокутского комплекса (табл. 27). Калиевые перидотиты Инаглинского комплекса, а также калиевые пироксениты массивов Ирису и Каинды более железистые и содержат 13—21% CaO. Им близки калиевые пикриты Даубабинского поля. Калиевые перидотиты и лимбургиты Центрального Алдана имеют высокие значения отношения Ni : Co, сопоставимые со значениями для мантийного гранатового перидотита [22], в то время как для пироксенитов и пикритов Западно-Таласской провинции эти значения близки к единице.

Гипербазиты обеих провинций отличаются от гранатового перидотита верхней мантии [70] содержанием Li, Rb, а также Sr, Ba. Однако следует отметить, что по содержанию Cr (в г/т) лимбургиты Якокутского комплекса близки (2300) к мантийным (2500).

Щелочные гипербазиты исследованных провинций сопоставлены с аналогичными породами других известных калиевых щелочных комплексов. Такое сравнение, проведенное с эпидейцитовыми пироксенитами Ишимского комплекса, биотит-ортоклазовыми пироксенитами Центральной Камчатки, биотитовыми пироксенитами Шонкин-Саг (США, Монтана), показало (см. табл. 24) значительную близость этих пород в отношении как главных петрохимических показателей, так и характерных микропримесей (Sr, Ba, Cr).

Таким образом, калиевые щелочные породы Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций близки по вещественному составу и сложности к аналогичным породам других известных провинций. Сравнение показывает, что существуют и некоторые провинциальные особенности состава, главным образом, геохимические, в меньшей степени минералогические.

Анализ состава типичных калиевых щелочных пород данных провинций позволил обнаружить близость шонкинитов с эпидейцитовыми трахибазальтами и тефритами. Подобная же закономерность замечена у центральноалданских калиевых перидотитов и лимбургитов, у западноталасских калиевых пироксенитов и пикритов.

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Представления об условиях формирования и генезисе калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций основаны на имеющихся фактических данных, с учетом известных петрологических гипотез, разработанных на основе необходимых физико-химических экспериментов.

Исследователи массивов калиевых щелочных пород по-разному представляли себе их условия формирования и генезис. Почти во всех публикациях дается характеристика геологической позиции только исследованных объектов. Р.П. Тихоненкова, И.А. Нечаева и Е.Д. Осокин дают краткое определение общей приуроченности калиевых щелочных комплексов "к активизированным частям древних платформ, щитов и областей завершенной складчатости" [108, с. 196]. В.В. Архангельская [8] более широко рассматривает этот вопрос и указывает на приуроченность щелочных массивов Сибири (в том числе калиевых) к длительно развивавшимся рифтогенным структурам.

На основании изучения геологической позиции калиевых щелочных комплексов Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций, а также на основании рассмотрения геологической обстановки в других известных провинциях нами показано, что калиевые щелочные породы образуются в разных структурах континентальной коры, но при условии действия определенного геодинамического режима, возникающего в связи с интенсивной тектонической активизацией дизъюнктивных нарушений. В ряде геологических факторов, характеризующих проявления калиевых щелочных пород, важно отметить их непосредственную связь с глубинными разломами, проникающими в нижние части фундамента геологических структур и вызывающими появление мантийных выплавок. Об этом свидетельствует, например, развитие алданских мезозойских кимберлитов в зоне глубинного Инаглинского разлома, где находится также Инаглинский полиформационный магматический комплекс.

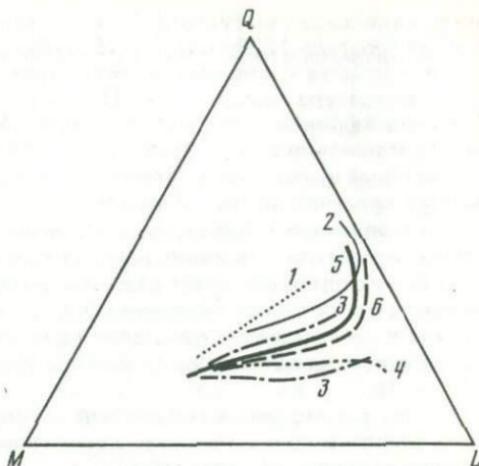
Выше (см. с. 168) было показано, что интрузивные и вулканические ассоциации исследованных провинций комагматичны и могут быть объединены в единую калиевую щелочную магматическую серию. Закономерная смена пород от меланократовых типов через мезократовые к лейкократовым указывает на образование их в результате дифференциации единого исходного расплава. Об этом свидетельствует также закономерное изменение химизма калиевых щелочных пород в пределах ассоциаций: поведение SiO_2 , MgO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, щелочей, а также распределение микроэлементов (Cr, Ni, Co).

Тренды эволюции исследованных нами калиевых щелочных интрузивных и эффузивных ассоциаций отражены на диаграмме Q—M—L по К. Бурри [123, рис. 34]. При этом устанавливается единый последовательный переход от калиевых гипербазитов через калиевые базиты к фельдшпатоидным сиенитам и щелочным трахитам, что может свидетельствовать о единой исходной магме. Это подтверждается сравнением с трендами базанитовых и лейцитовых серий лав Уганды. Начало и средняя часть тренда эволюции расплавов близки также к тренду серий Шонкин-Сага, однако в конечной части серий наблюдается увеличение содержания компонента Q, что сближает эти части исследованных серий с лейцитовыми лавами о-ва Асенсьон.

Сопоставление интрузивных и эффузивных серий, проведенное по ряду признаков: петрографическим особенностям, минеральным парагенезисам,

Рис. 34. Тренды эволюции состава калиевых щелочных серий различных провинций мира по К. Бурри [123]

1 — лейцитовые холмы; 2 — Асеньсон; 3 — лавы Уганды; 4 — Шонкин-Саг; 5 — исследованные интрузивные ассоциации; 6 — исследованные эффузивные ассоциации



количественным минеральным составом, характерным минералам, по химизму и геохимическим чертам (см. гл. 2—4), указывающим на их комагматичность, — также говорит о едином исходном источнике.

Таким образом, у автора создалось представление о едином для серии калиевых щелочных магматических пород первичном магматическом источнике. Для его характеристики обычно обсуждаются два аспекта — уровень генерации исходного расплава и особенности его состава.

Для решения вопроса об уровне генерации исходного калиевого щелочного расплава привлекаются данные различных методов исследования (геофизические, петрографо-геохимические, термобарометрические, изотопы стронция и др.).

Этот вопрос решается в пользу мантии на основании таких известных критериев, как наличие в породах ранних фаз исследованных комплексов значительных количеств магнетитового оливина, а также высокой магнетитности самих этих пород. Кроме того, свидетельством мантийного происхождения калиевых пород могут служить высокие отношения Ni к Co в интервале 2,2—9,0 [132,55]. Это отношение для калиевых гипербазитов изученных провинций составляет 2,5—5,0 (см. табл. 27), а для большинства базитов, фельдшпатоидных сиенитов и щелочных трахитов — 2—10. По мнению Л.Л. Леоновой [68], высокое значение отношения K : Rb выше 450 также указывает на возможное мантийное происхождение пород. У калиевых гипербазитов Центрально-Алданской провинции это соотношение в ряде случаев достигает значения 8000.

Геофизические (сейсмометрические, гравиметрические) методы изучения строения коры и мантии применялись в ограниченном числе калиевых щелочных провинций. Для Римской провинции калиевых щелочных вулкаников предполагается глубина генерации первичных магм порядка 120—140 км [122]. По поясу средиземноморских вулканов, включающих Везувий, глубина генерации высококалийных расплавов относится к горизонтам 300 км и более [138]. Эти данные, по современным и молодым вулканам вызывают представление о весьма глубинных мантийных уровнях генерации калиевых щелочных магм.

Мы не располагаем данными по изотопному составу ряда элементов для исследованных калиевых щелочных пород. Изотопный состав стронция калиевых вулкаников Италии указывает как на мантийное, так и мантийно-коровое происхождение исходного калиевого щелочно-базальтового расплава [122]. Имеются единичные данные термобарометрических исследований, указывающие на высокую температуру кристаллизации первичных минералов калиевых щелочных гипербазитов: расплавы включения в оли-

вине и диопсиде лимбургита Якокутского комплекса гомогенизировались при температуре 1220–1285° [115, 116]. Гомогенизация расплавных включений в лейците и клинопироксене из фергусит-порфира Памира произошла при температуре свыше 1250° [11], из тех же минералов западной ветви Восточно-Африканского рифта — при температуре 1080–1330°; максимальные значения для лейцита — свыше 1400° [16, 61]. Все эти данные говорят о весьма высокотемпературных условиях начала кристаллизации минералов в калиевой щелочной магне.

Установленная с помощью диаграммы фазового соответствия магнезиальности биотита — клинопироксена минимальная температура стабилизации, при которой наступает равновесие между этими минералами при кристаллизации калиевых щелочных пород, составляет 830°. Она довольно близка к температурам кристаллизации сосуществующих биотита и оливины калиевых щелочных пород массива Шонкин-Сар — 760–920°, в среднем 840° [137].

Общее рассмотрение материалов и гипотез об уровне генерации исходного расплава приводит нас к заключению о его наиболее вероятном глубинном уровне в пределах мантии.

Представление о составе исходного расплава в ряде случаев опирается на расчеты, исходящие из состава всех дифференциатов магматической серии. Применение этого метода расчета к изученным нами калиевым щелочным комплексам, а также к представителям других калиевых провинций затруднительно из-за недостатка фактического материала об объемных соотношениях магматических тел. Нами сделан приближенный расчет средних составов калиевых магматических комплексов с учетом распространения ультраосновных, основных и средних калиевых пород, причем для интрузивных представителей принималось во внимание их площадное распространение, а для вулканических — мощность в разрезе вулканических толщ (табл. 28). Сравнение вычисленных средних составов Инаглинского, Ирисуйского, Каиндинского массивов, а также Даубабинской и Якокутской вулканических толщ выявило их значительную близость, за исключением Якокутской вулканической толщи, породы которой значительно изменены. Таким образом, определен ориентировочный средний состав калиевого щелочного магматизма исследованных провинций (см. табл. 28), который весьма близок к среднему составу лейцитового оливинового базальта — базанита по Р. Дэли, а также к среднему составу лейцитового тефрита [5].

Определенную информацию о составе исходного расплава должны нести породы ранних фаз магматизма, такие, как калиевые лимбургиты и пикриты, калиевые базальты и тефриты, а также калиевые перидотиты и пироксениты. Сравнение состава этих пород с составом гипотетической мантийной выплавки [70] показало их заметное отличие (см. табл. 27). Калиевые гипербазиты изученных щелочных комплексов содержат больше кремнезема, глинозема, кальция, они обогащены характерными микропримесями (Sr, Ba, V, Sc) на уровне кларков для основных пород, т.е. на 1–2 порядка выше, чем кларки для гипербазитов. Налицо близость ранних фаз калиевого щелочного магматизма не с гипербазитами, а со щелочными базальтами.

Все вышеприведенное указывает на то, что калиевый щелочной магматизм Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций, по всей вероятности, имел исходный расплав состава лейцитового тефрита или лейцитового базанита. Этот исходный расплав изначально содержал много калия, был достаточно магнезиальным и имел невысокую железистость. Кроме того, он был относительно обогащен фосфором, фтором, рубидием,

Таблица 28

Средние составы проявлений калиевого щелочного магматизма Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций*

Компоненты	1	2	3	4	5**	6***	7	8	9
SiO ₂	49,5	51,7	42,2	47,8	54,1	47,8	47,4	49,9	46,2
TiO ₂	0,9	1,0	0,4	1,1	0,4	0,9	1,9	0,2	2,1
Al ₂ O ₃	9,0	13,4	10,3	16,2	15,4	12,3	16,1	16,9	12,7
Fe ₂ O ₃	6,1	3,8	10,3	6,8	3,1	6,8	3,9	3,0	5,3
FeO	5,1	5,3	7,8	2,4	4,2	5,2	6,0	7,2	5,1
MgO	9,6	6,2	8,6	6,9	5,5	7,8	5,7	4,2	8,4
CaO	10,4	8,7	14,6	9,3	5,2	10,8	8,5	10,1	8,2
Na ₂ O	2,0	2,2	1,0	2,9	2,3	2,1	3,2	2,2	2,4
K ₂ O	5,0	6,0	3,2	5,6	9,1	6,3	4,3	3,6	6,2
P ₂ O ₅	1,3	1,2	1,4	0,9	0,7	1,2			
Соотношение пород, %									
Ультраосновные	16	23	66	3	3				
Основные	79	42	23	82	32				
Средние	5	34	11	15	65				

1 — Инаглинский комплекс; 2 — Ирисуйский массив; 3 — Каиндинский массив; 4 — Даубабинская вулканическая толща; 5 — Якокутская вулканическая толща; 6 — средний состав проявлений калиевого магматизма; 7 — средний состав лейцитового тейфрита [5]; 8 — средний состав лейцитового тейфрита [6]; 9 — средний состав лейцитового оливинового базальта — базанита [6].

* Приближенный расчет сделан с учетом площадного распространения интрузивных тел или мощностей в разрезах вулканогенных толщ.

** В расчет состава Якокутской вулканической толщи привлечены анализы С.М. Кравченко [65].

*** При расчете среднего состава проявлений калиевого магматизма состав вулканических толщ Якокута исключен вследствие сильной изменчивости пород.

стронцием, барием, в нем было сравнительно мало серы и углекислоты, а также циркония и ниобия — элементов, характерных для щелочных расплавов натриевой линии химизма.

Имеется много гипотез о происхождении калиевых щелочных пород, их можно объединить в две группы. Первая группа гипотез включает предположения об образовании калиевых щелочных пород из выплавки мантии, неоднородной по составу и местами обогащенной К, Rb, Sr, Ba. В.В. Соболев [106] предполагает, что такой мантийный расплав обогащается калием за счет глиммеритового горизонта, образовавшегося как продукт дегазации мантии на ее границе с корой. Разнообразие состава калиевых пород, по мнению А. Кундари и Р. Леметра [125], связано с процессом кристаллизационной дифференциации. Эти авторы считают, что исходный для калиевых пород мантийный расплав должен иметь состав угандита; однако не исключается возможность выплавления из мантии первичного расплава состава калиевого тейфрита при участии в процессе плавления летучих компонентов [128]. По представлениям М.О'Хара и Г. Йодера [139], образующиеся на больших глубинах в мантии выплавки пикритового и кимберлитового состава после глубинной дифференциации и отделения экологитовых кумулятов дают щелочные расплавы с калиевым или натриевым типом химизма. В.И. Герасимовский и А.И. Поляков [93] полагают, что исследованные ими калиевые вулканы западной ветви Восточно-Африканских рифтов образовались из мантийной выплавки состава угандита.

Таблица 29

Сравнительная геохимическая характеристика калиевых щелочных гипербазитов и базитов Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций, угандитов и лейцитовых базанитов западной ветви Восточно-Африканских рифтов [16], мг/т

Компоненты	1	2	3	4	5
Ti	2700	1740	2300—4000	5200—10000	19900
Cr	684	230	800—1000	25—400	307
V	290	100	150	200—750	265
Ni	246	1250	400	10—170	47
Co	64	120	100	20—150	26
Li	8,5	5	30	10—50	8,5
Rb	145	70	30	60—220	130
Sr	1250	300	900	1000—2500	970
Ba	1500	750	3000	2000—7000	1300
Zr	320	35	50	100—200	407
Nb	180	—	—	10	120
TR	483	—	10	30—170	410
Mg: Mg+Fe ²⁺	0,73	0,84	0,84	0,72	0,45
Ni/Co	3,8	10,4	4,0	0,2—3,4	1,8
Состав	10—14	8—10	10—24	12—20	16—38

1 — угандиты Западного рифта; 2 — калиевые лимбургиты Якокутского комплекса; 3 — калиевые перидотиты Инаглинского комплекса; 4 — калиевые пироксениты массивов Ирису, Каинды; 5 — лейцитовый базальт Западного рифта; 6 — калиевые

Нами проведено сопоставление калиевых гипербазитов и базитов исследованных провинций с калиевыми гипербазитами — угандитами и калиевыми базитами — лейцитовыми базанитами из района западной ветви Восточно-Африканских рифтов (табл. 29). По сравнению с угандитами калиевые перидотиты Инаглинского комплекса, как и все другие породы изученных провинций, бедны титаном. В перидотитах мало Zr, Nb, TR, меньше Rb, V, однако они содержат еще больше, чем угандиты, Cr, Ni, Co, Li, Ba. Калиевые пироксениты массивов Ирису и Каинды несколько беднее Cr и Ni, но содержание Co и других литофильных микропримесей в них значительное, часто выше, чем в угандитах. Особенно высокое по сравнению с угандитами содержание Cr, Ni и Co в якокутских лимбургитах.

Африканские калиевые базиты — лейцитовые базаниты имеют в своем составе меньше сидерофильных микроэлементов. По сравнению со средним составом щелочного базальта (см. табл. 29) в них несколько больше Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, TR. Калиевые пикриты Даубабинского поля по сравнению с африканскими лейцитовыми базанитами богаче Cr, V, Ni, Co, Li, Rb, но беднее Ba, Zr, Nb, TR. Лейцитовые трахибазальты и тефриты этого же поля и лейцитовые базаниты содержат примерно одинаковое количество сидерофильных и литофильных элементов (кроме Nb и TR).

Проведенное сопоставление позволило заметить, что исследованные калиевые гипербазиты по составу отличны от угандитов, они заметно обогащены Cr, Ni, Co. Калиевые базиты данных провинций близки к африканским лейцитовым базанитам. Это подтверждает наш вывод о том, что исходной для калиевой щелочной магматической серии исследованных провинций была магма состава лейцитового тефрита.

Вторая группа гипотез объясняет образование калиевого щелочного расплава путем смешения исходной магмы с веществом коры, при этом ман-

6	7	8	9	10
3500-6400	2300-8120	4600-8100	2900-7000	15000
300-1000	40-270	50-400	50-220	187
200-600	100-300	80-300	200-450	236
20-75	40-100	90-200	40	101
30-50	10-40	30-55	35-55	42
15-49	10-64	7-12	12-30	12
60-30	100-240	100-200	150-200	51
600-900	1000-2000	1000-2400	1600-2000	774
300-460	1500-2000	2400-5300	2700-3600	440
130-200	280-300	70-180	56-100	138
30	30	20	20	-
75-85	10-110	60-90	50-60	-
0,83	0,50	0,49	0,65	0,33
0,7-1,5	0,7-3,3	3,6	0,7-1,1	2,4
1,0-12	33-40	25-29	32-36	-

пикриты Даубабинского поля; 7 — лейцитовые трахибазальты и тефриты Даубабинского поля; 8 — шонкиниты Инаглинского комплекса; 9 — шонкиниты массивов Урису; 10 — средний щелочной базальт [135, 140].

тийный расплав состава щелочного базальта реагировал с материалом коры. В дальнейшем эта идея была развита с работами С.М. Кравченко [64]. Т.В. Билибина [19] предполагает, что базальтовая магма, образовавшаяся в низах коры, была обогащена калием за счет кислого корового материала. По В.П. Костюку [61], исходный мантийный щелочно-базальтовый расплав обогащается калием во вторичных очагах, расположенных в пределах сиалической коры. Он замечает, что ультракалиевые щелочные породы типа сыннырских, отличающиеся особой лейкократностью и повышенной железистостью, трудно вывести путем дифференциации из мантийного щелочно-базальтового расплава без учета возможной ассимиляции им сиалического материала коры.

В.А. Николаев [83], а вслед за ним Т.В. Молчанова [79] высказали мнение о том, что обогащенный летучими кислый гранитоидный расплав в процессе ассимиляции известняков и доломитов может стать более меланократовым, недосыщенным кремнеземом и обогащенным калием. Т.В. Молчанова предполагала, что гранитный расплав трансформировался в калиевый щелочной в процессе гибридизма за счет известняков, слагающих в районе массива Ирису мощность 2-3 км. Ее взгляды на однофазное строение этого массива не подтверждаются геологическими фактами, в том числе интрузивной природой контактов каждого из тел последовательно образовавшихся калиевых щелочных пород. Известен ряд калиевых щелочных провинций, где вмещающие известняки и доломиты отсутствуют.

Существует еще гипотеза об образовании калиевой щелочной магмы в результате воздействия карбонатитового расплава на сиалическое вещество коры. Мы не имеем собственных материалов, позволивших бы нам обсуждать эту гипотезу применительно к исследованным объектам.

М.А. Богомолов [21], изучавший полиформационные комплексы Алдан-

ского щита, выдвинул представление о том, что ассоциация щелочных пород Инаглинского комплекса является контактово-реакционным образованием, возникшим в результате воздействия на дуниты трансмагматических растворов в связи с процессом гранитизации. Геологические факты (интрузивные контакты, данные абсолютного возраста и др.) дают возможность автору считать эту серию магматической.

Изучение состава естественных ассоциаций калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций позволяет нам говорить о том, что они образовались из общего исходного расплава в результате его дифференциации. Вполне допустимым является основанное на детальном изучении вулканитов Якокутского комплекса предположение С.М. Кравченко [65] об образовании выплавов, наиболее обогащенных лейцитом (например, состава лейцитовых фонолитов), в результате кристаллизации, всплывания и аккумуляции кристаллов лейцита в той же магме. Имеющиеся петрохимические и геохимические данные не выявили заметной роли процесса ассимиляции материалов коры в генезисе калиевых щелочных пород. Решению этого вопроса смогут помочь исследования изотопии ряда элементов.

Калиевые щелочные породы изученных провинций содержат много P_2O_5 и F (на порядок больше кларка), достаточное количество H_2O , хотя значительных количеств CO_2 на уровне стабилизации не наблюдается. Это не противоречит экспериментально доказанным данным о выщелачивании K_2O флюидом из мантии и о фиксации этого компонента с образованием флогопита и других калиевых минералов на меньших глубинах.

Весьма убедительным и применимым к изученным нами породам выглядит представление об образовании калиевых щелочных базальтовых магм при плавлении "аномальной" — обогащенной слюдой мантии в результате ее домагматического метасоматоза.

Исходный расплав, из которого формировались исследованные нами калиевые щелочные породы, по нашему мнению, образовался на глубоких горизонтах в мантии. Он имел состав, аналогичный составу лейцитового тефрита, был обогащен магнием, хромом, никелем, кобальтом, фосфором.

Вопрос о связи калиевых щелочных пород с сопутствующими им субщелочными породами нами специально не рассматривался. Можно заметить, что субщелочные сиениты, сиенито-диориты, монцониты и их порфиоровые аналоги в Центрально-Алданской провинции отделены от щелочных пород по времени формирования: они образовались раньше калиевых щелочных пород (например, сиенито-диорит-порфиры лакколита Лалчатого, примыкающего к Инаглинскому комплексу) или позже их (авгитовые сиениты и субвулканические трахиты Якокутского комплекса). В Западно-Таласской провинции субщелочные монцониты и сиениты завершают магматический этап формирования массивов Ирису и Каинды, а латиты и трахиандезиты образуют обособленную верхнюю часть разреза вулканитов Даубабинского поля. По химическому составу субщелочные породы отличаются от щелочных, что видно на петрохимических диаграммах (см. рис. 29—31). Вместе с тем набор микроэлементов и их содержания близки к таковым для калиевых щелочных фельдшпатоидных пород. Признавая мантийное происхождение исходного расплава, из которого путем дифференциации образовались ассоциации калиевых щелочных пород (от калиевых гипербазитов до щелочных сиенитов и трахитов) можно предполагать, что сопутствующие им щелочные серии пород являются палингенными или гибридными образованиями: генерация такого расплава произошла, по-видимому, в коре под действием поднимающегося высокотемпературного мантийного базальтового расплава, обогащенного калием и летучими компонентами.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Калиевые щелочные комплексы характеризуются своим набором рудных и нерудных полезных ископаемых. Это месторождения, рудопроявления и участки минерализации железа, меди, свинца и др. Особое значение имеют лейкократовые калиевые щелочные породы как комплексное калиевое и глиноземное сырье. Из нерудных полезных ископаемых представляют интерес слюды, апатит, ювелирный хромдиопсид, цеолиты, флюорит. Сами калиевые щелочные породы могут использоваться также как химическое и полевошпатовое сырье, базальтовое сырье, строительный материал. По генетическому признаку можно выделить магматические, метасоматические, гидротермальные и экзогенные типы проявлений. Характерно пространственное совпадение различных генетических типов, а также различной по составу минерализации с образованием комплексных руд или нерудной минерализации.

В настоящей главе приводится характеристика полезных ископаемых калиевых щелочных комплексов двух исследованных провинций; не рассматриваются проявления платиноидов и хромита, приуроченные к дуни-там Инаглинского комплекса.

Железо и медь. Рудопроявления этих двух металлов в калиевых щелочных комплексах часто сопряжены пространственно и образуют комплексные руды, хотя генетически они различны. Известны также отдельные рудоносные рудопроявления как железа, так и меди. Концентрация железа представлена следующими типами: гистеромагматическое титаномагнетитовое, контактово-метасоматическое магнетитовое и биотит-магнетитовое оруденение, постмагматическая апатит-магнетитовая минерализация, гематитовое оруденение. Медная минерализация развивается в виде сульфидного халькопиритового оруденения, часто наложенного на биотит-магнетитовое, а также как локальная минерализация в гематитовых пропилитах. Известны медные руды в связи с биотит-пироксен-калишпатовыми метасоматитами.

Гистеромагматическое магнетитовое оруденение локально развито в пироксенитах массивов Ирису и Каинды, а также в калиевых перидотитах Инаглинского комплекса. Вместе с сидеронитовым титаномагнетитом, образующим мелкие шпильки или линзовидные выделения, концентрируется апатит. Масштабы рудопроявлений небольшие, они специально не исследовались.

Мелкие скопления магнетита установлены среди магнизиальных скарнов в эндоконтакте массива Каинды [3].

Более значительно магнетитовое оруденение в зонах контакта пироксенитов и шонкинитов с вмещающими известняками. В контактной зоне массива Ирису известно месторождение Ирису, оруденение которого представлено анхимономинеральными магнетитовыми и биотит-магнетитовыми породами с 62–66% магнетита, малотитанистого и малованадистого (Баталов, 1961). Рудные тела образуют серии субпараллельных и крутопадающих линзообразных и плитообразных залежей в тектонически ослабленных зонах с основным простираем интрузивных тел массива и слоистости известняков [67]. В зонах контакта массива Каинды также имеются биотит-магнетитовые рудные тела, более мелкие по масштабам. Из других типов железорудных проявлений отметим апатит-магнетитовые жилы и их штокверки в Даубабинском вулканическом поле. Установлено десять

локальных магнитных аномалий [3], однако геология и состав рудной минерализации не изучались. Гематитовое оруденение этих же вулканитов связано с площадной и линейной пропилитизацией. Гематит местами образует обильную вкрапленность и сеть прожилков в пропилитизированных эффузивах. В гематите установлены примеси ванадия, марганца, цинка, свинца и бария.

Медное оруденение месторождения Ирису образовалось в гидротермальную стадию с пространственным наложением на флогопит-магнетитовые руды. Микроклин-эпидот-хлоритовые прожилки несут пирротин, пирит (5–10%) и халькопирит (0,4–3,0%). Кроме того, присутствует сфалерит в виде тонкой вкрапленности в халькопирите, кобальт — в пирите, а также галенит.

Сульфидная медно-никелевая минерализация установлена нами в ослюденелых перидотитах Инаглинского комплекса [45]. Пирит, пирротин, пентландит, бравоит, халькопирит, джерфишерит, галенит образуют сростки и мелкие гнезда диаметром 1–3 см. Они развиваются в ослюденелых разностях перидотитов и дунитов, обогащенных магнетитом и апатитом.

В пропилитизированных эффузивах Даубабинского поля на гематитовое оруденение также наложена медная минерализация. Развита вкрапленность и прожилки пирита и халькопирита, они сопровождаются жилками барита и кварца. С этим оруденением связано повышенное содержание микропримесей золота, серебра и других элементов.

Глиноземное и калиевое сырье. Калиевые щелочные породы, содержащие умеренное количество темноцветных минералов и обогащенные лейцитом и кальситом-нефелином, представляют практический интерес как комплексное глиноземное и калиевое сырье. Это главным образом, псевдолейцитовые и нефелин-псевдолейцитовые сиениты, а также вулканические или субвулканические эпилейцититы, эпилейцитовые фонолиты и трахиты. В практическом отношении интерес представляют лейкократовые фельдшпатоидные сиениты и сынныриты Сыннырского и Сакунского массивов Северного Прибайкалья, содержащие 21–22,5% глинозема и 18–19% калия, а натрия всего около 1%. Технологически освоены для использования лейкократовые нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты Тежсарского массива. Калиевые щелочные породы Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций отличаются от сыннырских и тежсарских общей повышенной меланократовостью, вследствие чего содержание глинозема (табл. 30) редко достигает 20%. Нефелин-псевдолейцитовые сиениты и эпилейцититы Якокутского комплекса содержат лишь 19,4–19,7% глинозема и 9–14% калия. Щелочной модуль этих пород равен 0,7; силикатный модуль $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 3,1$ [34]. Содержание полезных компонентов может быть повышено с помощью различных методов обогащения. Это относится и к нефелин-псевдолейцитовым сиенитам массивов Каинды, Ирису, к эпилейцититам и эпилейцитовым тефритам Даубабинского поля. Следовательно, вышеуказанные калиевые щелочные породы являются потенциальными источниками глиноземного и калиевого сырья. Они могут быть использованы как полевощпатовое и керамическое сырье. Из калиевых щелочных пород — потенциальных руд в процессе обогащения можно будет попутно извлекать апатит, а также титаномагнетит, который в некоторых породах обогащен V, Cr, Ni.

Свинец и цинк широко рассеяны в калиевых щелочных породах и железо-медных рудопроявлениях. Самостоятельное оруденение галенита и сфалерита известно в пироксен-гранатовых скарнах контактных зон массива Ирису. Кроме того, на широкой площади Западно-Таласской провинции в зонах дробления карбонатных толщ установлен целый ряд мелких свин-

Таблица 30

Содержание глинозема и щелочей (вес. %) в некоторых калиевых щелочных породах различных комплексов

Комплекс	Породы	Al ₂ O ₃	K ₂ O	K ₂ O+Na ₂ O
Якутский	Сиениты нефелин-псевдолейцитовые	19,4	8,9	12,9
	Эпилейцититы	До 19,7	До 13,9	До 15,5
Ылыммахский	"	18,7	13,7	14,3
Каинды	Сиениты нефелин-псевдолейцитовые	До 20,1	До 10,7	До 13,6
	То же	До 17,5	До 8,9	До 14,1
Ирису	Эпилейцитовые тефриты,	До 17,3	До 10,4	До 12,0
	эпилейцититы			
Даубабинское поле	Сиениты нефелин-псевдолейцитовые	20,5	9,5	14,0
Ишимский	Сиениты нефелин-псевдолейцитовые	22,5	18,3	19,4
Сыннырский	Сиениты псевдолейцитовые	21,4	19,0	19,8
Сакунский	Сынныриты	21,1	7,2	11,4
Тексарский	Трахиты лейцитовые	22,3	7,8	13,0
	Фонолиты лейцитовые	20,7	9,5	14,7
	Сиениты псевдолейцитовые	19,4	6,9	12,5
	Сиениты нефелиновые			

цово-цинковых проявлений, тяготеющих в своем расположении к узлам щелочно-базальтового магматизма [86]. В Центрально-Алданской провинции свинцовые проявления встречаются лишь в связи с поздними кварцевыми жилами, секущими щелочные породы (Якутский комплекс).

Золото и серебро. Специальные исследования поведения золота в калиевых щелочных и сопутствующих им породах обеих провинций позволили выявить некоторые разновидности пород с несколько повышенным против среднего фонового (2–5 мг/т) содержанием. Установлено, что в Инаглинском комплексе процесс ослюденения перидотитов увеличивает содержание золота на порядок и более; в меньшей степени это касается шонкинитов. Анализ распределения золота в минералах показал весьма характерную картину его распределения в оливинах: в форстеритах содержится всего 7 мг/т, но в хризолите II генерации, содержащем мельчайшую рудную пыль, количество золота возрастает до 85 мг/т. В этих же перидотитах в пироксене от 33 до 55 мг/т, а в слюде еще меньше — 8–23 мг/т.

В результате проведенных нами исследований Инаглинского комплекса выявлены два типа минерализации — первично-магматический и метасоматический. Из них первая, рассеянная минерализация золота приурочена к калиевым перидотитам, в которых относительным концентратором золота является оливин. Метасоматическая минерализация золота и серебра связана с зонами ослюденения гипербазитов и шонкинитов.

В Якутском вулcano-плутоническом комплексе относительно увеличенные микросодержания золота (на порядок выше фонового) установлены; 1) в окварцованных трахитах мелких некков и даек; 2) в кварцевых, кварц-флюоритовых жилах, секущих мусковитизированные щелочные сиениты; в последних развиты лимонитизированный пирит и гематит; 3) в ксенолитах известняков, превращенных в эпидот-гранатовые скарны. Золото здесь также связано с пиритом и другими сульфидами. Ранее было

известно о подобной минерализации в экзоконтактных скарнах Якокутского комплекса [90].

В породах Западно-Таласской провинции проведенные исследования еще недостаточны для определенных выводов о поведении в них золота. Спектрально-химические его определения в отдельных пробах пироксенов, шонкинитов и базальтов выявили тенденцию к повышенному его содержанию. Золото в виде единичной вкрапленности обнаружено в проколках сульфидных руд Ирису, оно установлено также в пирите и халькопирите [2]. В виде микропримеси золото присутствует в пирит-халькопиритовом оруденении пропилитизированных вулканитов Даубабинского поля [3].

Серебро рассеяно во всех породах изученных комплексов, однако данных о его распределении мало. Повышенное содержание установлено в некоторых пробах ослюденелых и сульфидизированных перидотитов Инаглинского комплекса, в ослюденелых сиенитах Якокутского комплекса, в ослюденелых псевдолейцитовых сиенит-порфирах Каинды.

Ртуть, мышьяк, сурьма. Минерализация с киноварью, аурипигментом и реальгаром обнаружена нами в Инаглинском комплексе в двух пунктах зон тектонических нарушений среди перидотитов и шонкинитов. Размеры минерализации незначительны — это гнезда диаметром 1–2 см, распространенные на площади 1–2 м².

Барий несколько концентрируется в сульфидных рудах Ирису. В пропилитизированных вулканитах Даубабы имеются участки концентрации барита, который участвует в строении кальцит-цеолитовых прожилков и гнезд. Редкоземельные элементы составляют незначительную примесь в калиевых щелочных породах, несколько выше кларка их содержание в породах Западно-Таласской провинции. Вместе с тем в других провинциях известны редкоземельные и редкоземельно-стронциевые гидротермальные месторождения в связи с калиевыми вулcano-плутоническими комплексами (Мушугай-Худук, Монголия и др.).

Слюды. Калиевые щелочные комплексы характеризуются широким развитием постамагматического ослюденения, в некоторых случаях достигающего промышленных масштабов. Слюды биотит-флогопитового ряда в коре выветривания в той или иной степени гидратированы. В исследованных объектах известны два слюдяных месторождения — Инаглинское флогопит-вермикулитовое и Ирисуйское биотит-гидробиотитовое.

Апатиты. Апатит — типоморфный минерал калиевых щелочных пород и связанных с ними метасоматитов. Его концентрация в виде заметной вкрапленности отмечается в хромдиопсид-флогопитовых метасоматитах Инаглинского комплекса, где апатита иногда содержится до 10% и более. Возможна его попутная добыча при разработке слюдяного месторождения. В ослюденелых перидотитах этого же комплекса апатита местами также до 10%. Этот апатит содержит заметную примесь стронция и редкоземельных элементов. В Западно-Таласской провинции имеются скопления апатита в виде апатит-магнетитовых жил и их штокверков, секущих вулканическую толщу Даубабинского поля. Содержание и состав апатита неизвестны [2]. В интрузивных породах массивов Ирису и Каинды апатит с содержанием TR_2O_3 до 1% образует рассеянную вкрапленность (до 4% породы). Биотит-магнетитовые руды месторождения Ирису не богаты апатитом. Вместе с тем в связи с калиевыми щелочными комплексами известны биотит-титаномагнетит-апатитовые руды (Мушугай-Худук, Южная Монголия).

Хромдиопсид. В метасоматитах Инагли местами встречаются скопления прозрачных густо окрашенных зеленых кристаллов, пригодных для юве-

лирной промышленности. Содержание Cr_2O_3 в таких хромдиоксидах невысокое (0,5–0,8%), и по составу они близки к обычным диоксидам.

Цеолиты. Они широко развиты в вулканитах Даубабинского поля, особенно в нижней части толщи, где местами составляют до 30% объема щелочных базальтов. По составу цеолиты существенно натриевые и кальциевые (см. табл. 16). К.А. Абдрахманов [2] предложил употреблять цеолитизированные даубабинские щелочные трахибазальты в качестве активных минеральных добавок при производстве портланд-цемента, им были подсчитаны запасы и проведены лабораторно-технологические испытания на активность поглощения окиси кальция. В настоящее время цеолитовое сырье широко применяется также в качестве одного из адсорбентов при очистке газов, нефтепродуктов, промышленных сточных вод. Цеолитовое сырье используют и как эффективную добавку к минеральным удобрениям, а также в виде примеси в корм скоту.

Таким образом, наиболее характерными типами полезных ископаемых калиевых щелочных пород являются железные и медные руды с полезными примесями Ni, Co, V, Zn, Pb, представленные в Западно-Таласской провинции месторождениями и мелкими рудопроявлениями. Здесь же распространены мелкие выходы Pb–Zn-минерализации. Типичные проявления нерудных полезных ископаемых – месторождения слюд (флогопит, вермикулит, гидробiotит) и рассеянная минерализация апатита.

ПРИНЯТЫЕ СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Аб	— альбит	Кв	— кварц	Ру	— рутил
Авг	— авгит	Кпш	— калиевый полевой шпат	Сал	— салит
Амф	— амфибол	Кх	— коэффициент Хейнрича	Сф	— сфен
Ан	— анортит	Лм	— лимонит	Тф	— тефроит
Анц	— анальцит	Лейк	— лейкоксен	Фас	— фассаит
Ап	— апатит	Лц	— лейцит	Фа	— фаялит
Арф	— арфведсонит	Мик	— микроклин	Фл	— флогопит
Бат	— батисит	Мл	— меланит	Флю	— флюорит
Би	— биотит	Мт	— магнетит	Фо	— форстерит
Вол	— волластонит	Му	— мусковит	Фхр	— феррихромит
Гем	— гематит	Не	— нефелин	ХДи	— хромдиоксид
Гет	— гетит	Ол	— оливин	Хр	— хромит
Гр	— гранат	Орт	— ортоклаз	Хл	— хлорит
Гфл	— гидрофлогопит	Пи	— пироксен	Цл	— цеолит
Ди	— диоксид	Пир	— пирит	Цр	— циркон
Ил	— ильменит	Пирр	— пирротин	Шп	— шпинель
Иннэл	— иннэлит	Пл	— плагиоклаз	Эг-Авг	— эгирин-авгит
К	— калиевый	Плц	— псевдолейцит	Энс	— энстатит
Ка	— кальцит			Эп	— эпидот
Кан	— канкринит				

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты комплексного геолого-петрологического, минералогического и петрохимического изучения калиевых щелочных пород Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций позволили выявить ряд типоморфных черт, которые свойственны калиевым магматическим сериям данных провинций, а также аналогичным образованиям в других регионах. Они дают возможность характеризовать эти серии калиевых щелочных пород в целом. Сопоставление геологического положения, строения магматических комплексов и вещественного состава слагающих их естественных ассоциаций калиевых щелочных пород помогает установить те особенности калиевого щелочного магматизма, которые проявляются в двух главных типах континентальных структур — на щитах древних платформ и в складчатых областях.

Рассмотрение особенностей геологического положения показывает, что формирование естественных ассоциаций калиевых щелочных пород обычно происходит в связи с зонами тектоно-магматической активизации, оно независимо от структур земной коры, вмещающих эти зоны. Сами калиевые щелочные комплексы — образования верхнего структурного яруса, тесно связанные в своем развитии со сквозными глубинными разломами. Сопоставление образований из различных провинций позволяет утверждать, что вещественный состав калиевых щелочных пород различных провинций в значительной мере независим от конкретной геологической обстановки (время образования и состав вмещающих толщ). В то же время формы проявлений калиевого магматизма находятся в определенной зависимости от строения конкретных зон активизации, а также от длительности их развития. Вследствие этого на Алданском щите в период мезозойской активизации блоковых структур фундамента формировались вулканоплутонические комплексы со структурами центрального типа, а в зоне тектонической активизации нижнепалеозойской складчатости Западно-Таласской провинции — интрузивные массивы и вулканические поля линейного типа.

Сравнительный анализ способствовал выявлению единой эволюционной серии, включающей комагматичные вулканические и плутонические ассоциации калиевых щелочных пород. В пределах естественных ассоциаций установлена закономерная смена ранних калиевых гипербазитов калиевыми базитами, за которыми следуют калиевые фельдшпатоидные сиениты (или фонолиты), и заключают ассоциацию бесфельдшпатоидные щелочные сиениты (или трахиты). Сопоставление таких ассоциаций для двух провинций позволило выявить их весьма близкий породный состав.

Аналогия в сравнительном плане вещественного состава имеет место для интрузивных и вулканических ассоциаций в пределах Якокутского комплекса, а также даубабинских вулканитов с интрузивными ассоциациями Ирису—Каинды. Наряду с такими геологическими признаками, как тесная пространственная и временная сопряженность, а также общая полевательность изменения состава пород в ассоциации это позволяет

считать калиевые щелочные породы интрузивных и вулканических ассоциаций комагматичными образованиями.

Многоплановое изучение вещественного состава позволяет определить специфические черты минералогии, петрографии и геохимии исследованных калиевых щелочных пород: калиевую специфику их химизма, типоморфные для них породообразующие и акцессорные минералы. Для калиевых щелочных пород характерна заметная роль магния, особенно явная в породах ранних фаз, что нашло отражение в составе темноцветных минералов. Для этих пород определяющими летучими являются фосфор и фтор. Профилирующие микроэлементы — Sr, Ba, Pb, Cu.

В пределах исследованных калиевых щелочных ассоциаций выявлено закономерное изменение как состава породообразующих минералов, так и химизма пород, особенно заметное по поведению Mg, FeO + Fe₂O₃, SiO₂, а также по преимущественному накоплению Cr, Ni, Co в ранних магматических фазах. Эти явления свидетельствуют в пользу образования всех членов калиевых щелочных серий в результате дифференциации единого для них исходного расплава.

Проведенные исследования позволяют внести некоторые коррективы в представления о генезисе калиевых щелочных пород исследованных провинций. По нашим представлениям, исходный расплав является продуктом глубокого мантийного уровня и по составу близок к лейцитовому тейфриту. Особые геотектонические условия проявлений калиевых щелочных пород указывают на их связь с глубинными процессами генерации магм. Ряд признаков свидетельствует о глубинном мантийном уровне возникновения исходного расплава. О его составе можно судить по примерному расчету среднего состава изученных проявлений калиевого щелочного магматизма. Расчет этого состава показал близость к составу среднего лейцитового оливнинового базальта и лейцитового тейфрита [5]. Калиевые гипербазиты ранних фаз магматизма по химизму близки не к типичным гипербазитам, а к калиевым щелочным базальтам: выявлена их относительная обогащенность кремнеземом, глиноземом, кальцием, а также Sr, Ba, V, Sc на уровне кларков для основных пород.

Специфические черты химизма калиевых щелочных пород обусловили определенный набор полезных ископаемых и их минерализацию, которые отличаются от таковых для щелочных массивов натриевой и калиево-натриевой линии химизма. Это железо, медь, свинец и калий, а также алюминий, некоторые редкие элементы (Sr, Ba и др.), а также слюды, апатит, флюорит, цеолиты и др. Имеются различные генетические типы минерализации, закономерно развивающиеся в процессе формирования сложных калиевых комплексов: магматические (калиево-алюминиевое сырье, магнетит и титаномагнетит), контактово-метасоматические (магнетит, флюорит, амфибол-асбест), высокотемпературные метасоматические (флогопит-биотит, апатит, хромдиоксид, сульфиды Fe, Cu, Ni) и более низкотемпературные (халькопирит, галенит, гематит, флюорит и др.). Характерна многостадийность оруденения: например, на гистеромагматическую титаномагнетитовую минерализацию калиевых перидотитов Инагли накладывается постмагматическое флогопит-биотитовое оруденение, местами оно сопровождается Fe-, Cu-, Ni-оруденением; позже здесь же появляется Hg-, As-, Sb-минерализация. Такого же порядка явления известно на железо-медное месторождении Ирису: здесь на контактово-метасоматические магнетитовые и биотит-магнетитовые руды накладывается более низкотемпературное сульфидное железо-медное оруденение. Калиевые щелочные комплексы имеют обычно небольшие площади, в пределах которых часто проявлено несколько типов рудопроявлений. В связи с этим

ставится вопрос о комплексном и одновременном использовании всех видов полезных ископаемых.

Специально поставленные исследования поведения золота в калиевых щелочных комплексах Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций позволили выявить преимущественную концентрацию его микроколичеств в ранних фазах магматизма — в калиевых перидотитах и пироксенитах. Анализ распределения золота в минералах показал преимущественное его накопление в магматическом оливине. Метасоматическое ослюдение увеличивает содержание золота в измененных калиевых щелочных породах, где оно накапливается в сульфидах железа и меди. Установлено несколько типов рассеянной минерализации золота: первично-магматическая, контактово-метасоматическая в скарнах, минерализация в связи с метасоматической флогопит-биотитовой минерализацией, а также при более низкотемпературном процессе серицитизации и окварцевания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдрахманов К.А., Иванов А.И., Монич В.К., Мороков В.Л. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 4, с. 89—91.
2. Абдрахманов К.А. Петрология и металлогения щелочных пород в Таласском Алатау. Алма-Ата: Наука, 1965, 133 с.
3. Абдрахманов К.А., Компанейцев В.П. Геология, петрография и генезис щелочных эффузивов Чимкентской области и перспективы их практического использования. — Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, 1965, т. 12, с. 3—24.
4. Азизбеков Ш.А., Велиев М.М., Исмаил-заде А.Д. Петрохимические особенности пород эоценовой субщелочной базальтоидной формации Талыша. — Изв. АН АзССР. Науки о Земле, 1972, т. 1, с. 3—12.
5. Андреева Е.Д. Классификация и номенклатура интрузивных щелочных габброидов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 49—60.
6. Андреева Е.Д., Богатииков О.А., Бородяевская М.Б. и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 17—25.
7. Архангельская В.В. О строении Сынырского массива щелочных пород. — Сов. геология, 1965, № 9, с. 74—87.
8. Архангельская В.В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 175 с.
9. Багдасарян Г.П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. — Изв. АН АрмССР. Физ.-мат. и естеств.-техн. науки, 1950, т. 3, № 8, с. 729—737.
10. Багдасаров Э.А., Орлова М.П., Козырев В.И. Редкие и рассеянные элементы щелочных габброидов и базальтоидов Северного Тянь-Шаня. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974, ч. 103, вып. 6, с. 682—694.
11. Базарова Т.Ю. Магматическая кристаллизация по данным изучения включений расклавов. Новосибирск: Наука, 1975: 236 с.
12. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. и др. Калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ними минерализация. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 86—99.
13. Баталов А.Б. Генетические типы железорудных месторождений Средней Азии. — Узб. геол. журн., 1961, № 3, с. 3—16.
14. Баталов А.Б. Минераграфическая характеристика магнетитовых руд Ирису. — Узб. геол. журн., 1961, № 4, с. 24—35.
15. Белякин Д.С., Петров А.Б. Петрография Грузии. М.: Изд-во АН СССР, 1945, 345 с.
16. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, Т. 1—3.
17. Билибин Ю.А. Петрография Алдана. Послеюрийские интрузии Алданского района. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 264—431.
18. Билибин Ю.А. Петрология Ыллымакского интрузива; М.; Л.: Госгеолиздат, 1947. 239 с.
19. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Доныхов В.И. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита. Л.: Наука, 1967. 262 с.
20. Богатииков О.А. К генезису щелочных гранатов-пироксеновых сиенитов (святоноситов). — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, т. 76, с. 71—79.
21. Богомалов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии, М.: Наука, 1968, с. 312—363.
22. Бородин Л.С. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974. 375 с.
23. Вендланд К.Н. Шонкинитовый массив Ирису: (Материалы по геологии Средней Азии). — Тр. Среднеаз. индустр. ин-та, 1937, вып. 7, с. 3—29.
24. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
25. Воробьев О.А. Щелочные породы СССР. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 104—121.
26. Воробьева О.А. Проблема магматизма. — В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 214—227.
27. Воробьева О.А. Главные особенности размещения и формирования

- ния щелочных пород. — В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. М.: Наука, 1969, т. 2, с. 62—81.
28. *Воробьева О.А., Андреева Е.Д., Кононова В.А.* и др. Щелочной магматизм и рудогенные процессы. — В кн.: Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 182—203.
 29. *Галева Г.М.* Кимберлитоподобные пикриты г. Лесозаводска. — Геология и геофизика, 1963, № 4, с. 53—63.
 30. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия и генезис вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 179—187.
 31. *Гинзбург И.В.* Обзор систематики пироксенов. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, с. 5—39.
 32. *Горбачев Т.В., Емельяненко П.Ф.* Калиевые полевые шлаты Инаглинского интрузива (Алдан). — Вестн. МГУ, 1964, № 5, с. 47—54.
 33. *Горецкая Е.Н., Лесков С.А.* Геологические и петрохимические особенности гранито-липаритовой формации на примере Аральского интрузивного вулканоплутонического комплекса Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности. Алма-Ата: Фан, 1966, с. 147—150.
 34. *Данциг С.Я., Шморзуенко Н.С.* Критерии оценки качества нефелиновых пород как комплексного глиноземсодержащего сырья. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 172—177.
 35. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Порообразующие минералы. М.: Мир, 1965, т. 1—5.
 36. *Дмитриев Э.А.* Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире. — Докл. АН СССР, 1966, т. 169, № 6, с. 1425—1428.
 37. *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976, 171 с.
 38. *Егоров Л.С.* Меллилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. — Тр. НИИГА, 1969, т. 159, с. 160—178.
 39. *Ельянов А.А., Моралев В.М.* Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 3, с. 687—690.
 40. *Ельянов А.А.* О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 78—82.
 41. *Ельянов А.А., Моралев В.М.* Глубины формирования и эрозийного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Геология руд. месторождений, 1972, т. 14, № 5, с. 32—40.
 42. *Еремеев В.П.* Петрографическое исследование цеолитового габбро у района сел. Гвадзинети. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1940, вып. 36, с. 33—50.
 43. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутоническая ассоциация Таласского Алатау, поведение в ней редких элементов и ее орудуение. — В кн.: Новые методы поисков, изучения и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: ВИМС, 1975, с. 20—22.
 44. *Еремеев Н.В., Еремеев В.В.* Цеолиты и сопутствующие минералы в щелочных породах северо-западных отрогов Таласского Алатау. — В кн.: Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 139—164.
 45. *Еремеев Н.В.* Новые данные о периодитах Инаглинского массива. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 5, с. 1180—1185.
 46. *Еремеев Н.В.* О времени формирования вулканоплутонических ассоциаций калиевых щелочных пород. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 132—138.
 47. *Еремеев Н.В., Гришина Н.В.* О гранатах в калиевых щелочных породах. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1980, с. 38—44.
 48. *Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Васильева З.В.* Стронций апатит — новый минерал. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2, с. 439—442.
 49. *Ефимов А.Ф., Кравченко С.М., Власова Е.В.* К минералогии щелочных пегматитов Инаглинского массива. — Тр. ИМГРЭ, 1963, вып. 16, с. 141—175.
 50. *Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А.* Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1978, вып. 403, с. 8—18.
 51. *Икорский С.В., Андреева Е.Д., Еремеев Н.В., Свешикова Е.В.* О газовой составляющей пород щелочных массивов Алдана, Таласского Алатау, Прибайкалья. — Изв.

- АН СССР, 1976, № 7, с. 145—149.
52. *Ициксон М.И., Красный Л.И.* Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 121—135.
 53. *Казарян Г.А., Меликсетян Б.М.* Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 308 с.
 54. *Карелин В.В., Максимов Е.П., Никитин В.Н., Уютов В.И.* Золото в мезозойских изверженных породах восточной части Алданского щита. — Геохимия, 1974, № 4, с. 554—561.
 55. *Козарко Л.Н.* Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1441—1446.
 56. *Козарко Л.Н.* Физико-химические особенности дифференциации щелочных магматических серий. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1188—1196.
 57. *Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д.* Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1293—1321.
 58. *Кононова В.А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 214 с.
 59. *Корчагин А.М.* Инаглинский щелочно-ультраосновной массив. — В кн.: Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 174 с.
 60. *Корчагин А.М., Андреева Е.М., Константинова Л.Н. и др.* Верхнепротерозойские (синийские) терригенные отложения в районе Инаглинского щита. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 2, с. 425—428.
 61. *Костюк В.П.* Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 245 с.
 62. *Кравченко С.М.* О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1465—1468.
 63. *Кравченко С.М., Власова Е.В.* Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 188 с.
 64. *Кравченко С.М.* Формация калиевых щелочных базальтоидов как источник информации о составе верхней мантии. — В кн.: Кора и верхняя мантия: Международный геол. конгр. М.: Наука, 1968, с. 146—155.
 65. *Кравченко С.М.* Калий и рубидий в богатых калием лавах и игнимбритах юрских вулканов Центрального Алдана. — Геохимия, 1972, № 8, с. 936—946.
 66. *Кравченко С.М.* Химический состав слюд шонкинитов, монцонитов и сиенитов формации калиевых щелочных базальтоидов Центрального Алдана и Таласского Алатау. — В кн.: Геохимия, минералогия и петрология. М.: Наука, 1976, кн. 5, с. 124—129.
 67. *Куденко А.А., Левченко В.Я., Стеценко В.А. и др.* Геохимические особенности щелочных габброидов массива Ирису. — В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе: Илим, 1968, с. 108—128.
 68. *Леонова Л.П.* Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 148—157.
 69. *Локтионов С.П.* О находке самородного железа в дунитах Инаглинского массива. — Вопр. геологии Южного Урала и Поволжья, 1977, вып. 14, с. 56—58.
 70. *Лути В.П.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.
 71. *Макарычев Г.И.* Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. — Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 3, с. 3—19.
 72. *Максимов Е.П.* Новые данные по геологии кольцевых вулкано-плутонических комплексов Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 2, с. 417—420.
 73. *Максимов Е.П.* Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Центрального Алдана. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 5, с. 1195—1198.
 74. *Максимов Е.П., Угрюмов А.П.* Мезозойские магматические формации Алданского щита. — Сов. геология, 1971, № 7, с. 107—119.
 75. *Максимов Е.П.* Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 16—32.
 76. *Миронюк Е.П.* К мезозойской истории развития центральной части Приурчурья (Алданский щит). — Тр. ВСЕГЕИ, 1967, т. 135, с. 88—104.
 77. *Молчанова Т.В.* О генезисе щелочных пород Ирису. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 7, с. 87—97.
 78. *Молчанова Т.В.* Интрузивно-эффузивный щелочной комплекс северозападных отрогов Таласского Алатау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 4, с. 154.
 79. *Молчанова Т.В.* Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород. М.: Наука, 1966. 148 с.

80. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 198 с.
81. *Некрасов И.Я.* Генезис основных щелочных пород Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964, с. 51—56.
82. *Николаев В.А.* Псевдолейцитовая порода (фергусит) из Таласского Алатау. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1930, вып. 59, № 2, с. 56—72.
83. *Николаев В.А.* Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. — Тр. Центр. н.-и. геол.-развед. ин-та, 1935, вып. 2, с. 94—106.
84. *Нурлыбаев А.Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 295 с.
85. *Нурлыбаев А.И.* Минералогия щелочных интрузий Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976. 230 с.
86. *Орлова М.П.* Щелочные базальтоиды реки Даубаба (Таласский Алатау). — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16, с. 87, 95.
87. *Орлова М.П.* Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1960, вып. 11, № 291, с. 91—121.
88. *Орлова М.П., Шнай Г.К.* Ассоциация ультрабазитов и щелочных габброидов Алданского щита. — В кн.: Материалы к V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата: Наука, 1976, т. 1, с. 242—245.
89. *Осокин Е.Д.* О геохимической специализации формаций щелочных пород. — В кн.: Шестая научная конференция молодых сотрудников ИМГРЭ. М.: ИМГРЭ, 1970, с. 3—9.
90. *Перельгина А.И.* Основные типы золоторудных месторождений и проявлений Алданского щита. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 4, с. 56—64.
91. *Петров В.П.* Лейцитовые породы Закавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 2, с. 27—34.
92. *Петров В.П.* Магма и генезис магматических горных пород. М.: Недра, 1972. 89 с.
93. *Поляков А.И.* Генезис вулканических пород. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 174—187.
94. *Разин Л.В., Хвостова В.П., Новиков В.А.* Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород. — Геохимия, 1965, № 2, с. 159—174.
95. *Разин Л.В., Дубакина Л.С., Дубичук В.Т.* Ромбический станид палладия, меди и платины из медно-никелевых руд месторожде-
- ний норильского типа. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч. 105, вып. 2, с. 206—213.
96. *Рожков И.С., Кицул В.И.* Месторождение платины на Алданском щите. — Геология руд. месторождений, 1960, № 4, с. 74—84.
97. *Рожков И.С., Кицул В.И., Разин С.С., Боршанская С.С.* Платина Алданского щита. М.: Госгеоптехиздат, 1962. 240 с.
98. *Руб М.Г., Залищак Б.Л.* Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10, с. 80—102.
99. *Свешникова Е.В.* Вулкано-плутонические формации щелочных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9, с. 36—47.
100. *Свешникова Е.В.* Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 183 с.
101. *Свешникова Е.В., Андреева Е.В., Еремеев Н.В., Латыш И.К.* О кларковых и аномальных содержаниях золота и серебра в щелочных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 1, с. 67—73.
102. *Свешникова Е.В., Еремеев Н.В., Андреева Е.Д.* К петрографии щелочного массива Ирису (Южный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 37—44.
103. *Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И.* Условия образования натролита. — Геохимия, 1966, № 12, с. 1398—1412.
104. *Смолин П.П.* Слюдоносные пегматиты и абсолютный возраст постлеюрских интрузий Алдана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 1, с. 45—49.
105. *Соболев В.С.* О генезисе лейцитовых пород. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4, с. 922—925.
106. *Соболев В.С.* Стрoение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
107. *Ставров О.Д.* Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.
108. *Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д.* Петрология калиевых щелочных пород. М.: 1971. 219 с.
109. *Угрюмов А.И., Киселев Ю.В.* О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит). — Геология и геофизика, 1969, № 8, с. 19—24.
110. *Угрюмов А.Н.* О связи щелочного магматизма и тектоники Центрально-Алданского района Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 167—171.
111. *Устиев Е.К.* Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 47—68.
112. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об

- экранизации поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 43—48.
113. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976, 147 с.
 114. Хундадзе А.Г., Сандеров Н.Н., Хитаров Н.И. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов. — Геохимия, 1970, № 5, с. 588—600.
 115. Чепуров А.И. Минералотермическое исследование диопсида из пикритовых порфиритов Центрального Алдана. — Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 46—54.
 116. Чепуров А.И. Термометрическое исследование включений метасоматоза в оливинах дунитов массива Инагли (Центрально-Алданский район). — В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974, с. 126—130.
 117. Шейнман Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: ВИМС, 1961, вып. 12—13, с. 73—76.
 118. Шнай Г.К., Орлова М.П. Новые данные о геологии и золотосодности Ыллымакского массива. — Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 57—65.
 119. Щелочные породы. М.: Мир, 1976, 361 с.
 120. Ярошевский А.А. Зонное плавление мантии и некоторые проблемы первичной базальтовой магмы. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 82—89.
 121. Яшина Р.М., Кононова В.А., Свешникова Е.В., Андреева Е.Д. Щелочные формации как индикатор тектонического режима в главнейших континентальных структурах земной коры. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 47—66.
 122. Appleton J.D. Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamarina volcano, Roman region, Italy. — J. Petrol., 1972, vol. 13, p. 425—456.
 123. Burri C. Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel; Stuttgart: Birkhauser, 1959, 90 S.
 124. Carnichael J.S.E. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Liucite hills. — Wyo. Cont. Miner. and Petrol., 1967, vol. 15, N 1, p. 301—308.
 125. Cundary A., Le Maitre R. On the petrogenesis of the leucitebearing rocks of the Roman and Birunga volcanic regions. — J. Petrol., 1970, vol. 11, N 1, p. 33—47.
 126. Fenner C.N. Bore-hole investigations in Jellrostone Park. J. Geol., 1936, vol. 44, N 2, pt 11, p. 225—315.
 127. Foster M. Layer charge relations in the dioctahedral and trioctahedral micas. — Amer. Miner., 1960, vol. 45, N 3/4, p. 383—398.
 128. Green D.H. Composition of Basaltic magmas as indicators of conditions of origin application to oceanic volcanism. — Trans. Roy. Soc. London, 1970, 312 p.
 129. Heinrich E.W. Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. — Amer. J. Sci., 1946, vol. 244, N 12, p. 836—848.
 130. Hess H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Pt 1. — Amer. Miner., 1949, vol. 34, N 9/10, p. 621—666.
 131. Holmes A. Petrogenesis of Katungita and its associates. — Amer. Miner., 1950, vol. 35, p. 698—709.
 132. Jving A.J. Megacrysts from never basalts and other basaltic rock es of Southeastern Australia. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, N 10, p. 1503—1514.
 133. Larsen E.S. The chock of alkaline rocks near libby Montana. — Repr. J. Geol., 1927, vol. 37, N 2, p. 63—74.
 134. Larsen E.S. Petrographic provime of central Montana. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, vol. 51, p. 37—48.
 135. Manson V. Geochemistry of basaltic rockes, major elements. — In: Basalts; The poldervaart treatise on rockes of basaltic composition. S.a., 1967, vol. 1, p. 214—230.
 136. Mitchell R., Bell K. Rare element geochemistry of porassic Caves from the Birunga and Toro-Aukole regions of Uganda, Africa. — Contrib. Miner. and Petrol., 1976, vol. 58, N 3, p. 311—324.
 137. Nach W.P., Wilkinsone J.F. Shonkin-Sag laecolith Montana. — Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol 33, N 2, p. 146—180.
 138. Ninkovich D., Hays J. Mediterranean Island ares and origin of high potash volcanols. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 16, N 3, p. 143—158.
 139. O'Harra M.J., Yoder H.S. Formations and fractionations of basic magmas at high pressures. — Scot. J. Geol., 1977, vol. 3, p. 96—111.
 140. Prinz M. Geochemistry of basaltic rockes: trace elements. — In: Basalts; The Poldervaart treatise on rockes of basaltic composition, 1967, vol. 1, S.a., p. 81—96.
 141. Shand S.J. Loch Borolan laccolith N.W. — Scot. J. Geol., 1939, vol. 47, p. 71—79.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геологическое положение и строение магматических комплексов с калиевыми щелочными породами	5
Геологическое строение Центрально-Алданской провинции и ее калиевых щелочных комплексов	7
Инаглинский полиформационный магматический комплекс	11
Якутский вулcano-плутонический комплекс	14
Геологическое строение Западно-Таласской провинции и ее калиевых щелочных проявлений	16
Даубабинское вулканическое поле	17
Интрузивные массивы Ирису и Каинды	19
Калиевые щелочные породы как показатели времени тектонической активизации Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций	23
Особенности геологического положения и строения магматических комплексов с калиевыми щелочными породами	27
Глава вторая	
Петрографическая характеристика пород калиевых щелочных комплексов Центрально-Алданской и Западно-Таласской провинций	34
Щелочные породы Инаглинского комплекса	36
Породы Якутского комплекса	44
Породы Даубабинского вулканического поля	49
Породы массива Ирису	52
Породы массива Каинды	56
Петрографические черты калиевых щелочных вулканических и интрузивных пород	58
Глава третья	
Породообразующие и ведущие аксессуарные минералы калиевых щелочных пород	60
Особенности минеральных ассоциаций калиевых щелочных пород	60
Пироксены	62
Оливины	67
Слюды	69
Амфиболы	76
Меланиты	77
Салические породообразующие минералы	78
Апатиты	81
Окисные минералы железа, титана, хрома	83
Цеоциты, анальцим и другие сопутствующие им минералы	85
Глава четвертая	
Петрохимические и геохимические черты калиевых щелочных и сопутствующих им пород	89
Сравнительный анализ вещественного состава калиевых щелочных пород и гипербазитов двух провинций	112
Глава пятая	
Об условиях формирования калиевых щелочных пород	116
Глава шестая	
Полезные ископаемые и минерализация калиевых щелочных комплексов	123
Заключение	128
Литература	132

1р. 70 к.

1.100