



В.С.САМОЙЛОВ, В.И.КОВАЛЕНКО

КОМПЛЕКСЫ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
И КАРБОНАТИТОВ
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
ИМ. А.П. ВИНОГРАДОВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ**

**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ**

**ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**СИБИРИЙН САЛБАР
А.П. ВИНОГРАДОВЫН НЭРЭМЖИТ
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**ХҮДРИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ,
ПЕТРОГРАФИ, МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**THE USSR ACADEMY
OF SCIENCES**

**SIBERIAN BRANCH
A.P. VINOGRADOV INSTITUTE
OF GEOCHEMISTRY**

**INSTITUTE OF GEOLOGY OF ORE
DEPOSITS, PETROGRAPHY,
MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY**

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ**

**БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF MPR**

**GEOLOGICAL
INSTITUTE**



В.С. САМОЙЛОВ, В.И. КОВАЛЕНКО

МОНГОЛ ДАХЬ ШҮЛТЛЭГ ЧУЛУУЛАГЫН КОМПЛЕКСУУД БА КАРБОНАТИТУУД

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 35

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

Академич *Л.В. Таусон, Н.С. Зайцев*

1983

"НАУКА" ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

В.С. САМОЙЛОВ, В.И. КОВАЛЕНКО

КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 35

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

Академик *Л.В. Таусон, Н.С. Зайцев*

1983

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

V.S. SAMOYLOV, V.I. KOVALENKO
COMPLEXES OF ALKALINE ROCKS
AND CARBONATITES IN MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 35

Responsible Editors

academician *L.V. Tauson, N.S. Zaytsev*

С а м о й л о в В.С., К о в а л е н к о В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983.

Впервые приводится всестороннее описание позднемезозойских щелочных комплексов с редкометальными карбонатитами и магнетит-апатитовыми породами, выявленными в последнее время на территории Южной Монголии. Рассмотрены геологическое положение, петрография, минералогические особенности, петрохимия, геохимия редких элементов, рудоносность, поисковые критерии и происхождение пород всех комплексов. Формирование комплексов связывается с процессами последовательной карбонатизации либо пород мантии, либо базальтовой магмы и последующей глубокой кристаллизационной дифференциации трахитовой магмы в областях континентального рифтогенеза.

Табл. 19. Ил. 59. Библиогр. 76 назв.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы (1975–1980 гг.) на территории Монгольской Народной Республики преимущественно работами сотрудников Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР выявлена и изучена новая провинция щелочных пород, карбонатитов и магнетит-апатитовых руд. Комплексы этих пород формировались в позднем мезозое в условиях континентальной рифтогенной структуры, пространственно сближенной с Главным Монгольским линейным элементом. Обнаруженные здесь породы карбонатитовой серии сопровождаются редкоземельным, апатитовым, свинцовым, стронциевым, бариевым, флюоритовым оруденением и генетически связаны с калиевым щелочным магматизмом умеренной щелочности, проявленным в рифтогенной структуре. Обнаружение рудоносных карбонатитов и магнетит-апатитовых руд в такой структурно-генетической обстановке представляет значительный научный и практический интерес.

Первые упоминания об эффузивных щелочных породах в Южной Монголии, в районе колодца Мушугай-Худук, приводятся А.П. Зенковым с соавторами, проводившими здесь гидрогеологические и геологические изыскания. В 1974 г. в этом же районе В.А. Баскиной и И.К. Волчанской в процессе тематических работ по морфоструктурному анализу было выявлено рудопроявление магнетит-апатитовых руд. Систематическое изучение провинции началось с 1975 г. большим коллективом геологов и геохимиков, в первую очередь ГЕОХИ СО АН СССР, ИГЕМ АН СССР и ПГО "Аэрогеология" (В.И. Коваленко, В.С. Самойлов, В.А. Баскина, И.К. Волчанская, В.А. Кононова, Д.О. Онтоев, Н.В. Владыкин, А.В. Горегляд, К.А. Мосиондз, В.И. Вертлиб и др.). Заметный вклад в геологическую изученность комплексов внесли также Л.П. Зоненшайн, В.Ф. Шувалов, Т.В. Николаева. В процессе этих исследований были выявлены новые комплексы щелочных пород (Баян-Хушу, Хэцу-Тэг, Дурбент-Дориту, Цогт-Обинский, Улугейский, Хавтагай-Ула), установлены их структурная позиция, основные черты геологического строения, состава и рудоносности.

В настоящей книге обобщены данные по комплексам щелочных пород и карбонатитам Южной Монголии. Рассмотрены геологическое положение и строение комплексов, главные особенности их состава (особенно редкометалльного), даны минералогическая, петрографическая, петрохимическая, геохимическая характеристики слагающих их пород, определены основные закономерности их формирования и разработана петрогенетическая модель их образования.

Понятие "комплекс" использован авторами как термин свободного употребления, обозначающий сближенную в пространстве и времени ассоциацию (парагенез) пород, приуроченную к конкретной локальной структуре. Карбонатиты – это эндогенные редкометалльные карбонатные и силикатно-карбонатные породы, генетически связанные с комплексами щелочных пород и имеющие мантийную природу.

Настоящая работа базируется в основном на оригинальных материалах авторов, также с достаточной полнотой учтены и использованы результаты других исследователей (К.А. Мосиондза, В.В. Ярмолюка, В.А. Баскиной, И.К. Волчанской, Н.В. Владыкина, А.В. Горегляда и др.). Подавляющая часть силикатных анализов и все определения содержания редких элементов выполнены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР большим коллективом аналитиков (Г.С. Гормашева, А.Д. Глазунова, В.В. Конусова, З.М. Ложкина, Л.Д. Макагон, Д.Х. Николаева, В.А. Писарская, Л.А. Персикова, О.А. Пройдакова, Е.В. Смирнова, С.К. Ярошенко и др.), большую помощь в оформлении работы оказала М.И. Константинова, за что авторы им весьма признательны. Авторы благодарны Н.С. Зайцеву и Л.В. Таусону за постоянное внимание к работе.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Изучавшиеся щелочные комплексы размещаются в южной части Монголии на территории северного и северо-восточного районов Южно-Гобийского аймака. В северной части этого аймака, в восточной части провинции позднемезозойских щелочных пород (рис. 1), расположены комплексы Мушугай-Худук, Хэцу-Тэг, Баян-Хушу, Дурбент-Дориту, Цогт-Обинский. Первые четыре комплекса находятся в районе сомона Мандал-Обо, а последний — на территории сомона Цогт-Обо. Улугейский комплекс расположен в окрестностях развалин Улугей-Хид, в районе сомона Манлай. Щелочные эффузивы комплекса Хавтагай-Ула обнаружены между сомонами Манлай и Цогт-Обо (см. рис. 1).

Указанные комплексы находятся в полупустынных районах со слабо расчлененным равнинным рельефом (плато). Хорошая их обнаженность благоприятна для геологических наблюдений и особенно для работ с применением аэрофото- и космических снимков. Щелочные вулканические породы обычно приурочены к низкоргорным субширотным градами, а plutонические чаще всего — к депрессиям, ограниченным этими градами.

Комплекс Мушугай-Худук. Вмещающие этот комплекс породы представлены осадочными и вулканогенными образованиями среднепалеозойского возраста, а также верхнепалеозойскими гранитоидами. Среди осадочных пород преобладают известняки, алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, а среди вулканогенных — основные эффузивы и их пирокласты. Эти породы слагают стратифицированные толщи в основном субширотного простирания (восток-северо-восток). Среднепалеозойские породы распространены повсеместно. Характерной особенностью палеозойской структуры Мушугайского района является наличие тектонических покровов. К автохтону относятся существенно терригенные и эффузивно-терригенные толщи, к аллохтону — известняки мушугайской свиты (S—D₁). Породы автохтона разбиты протяженными субширотными разломами на серию вытянутых в восток-северо-восточном направлении тектонических клиньев, круто падающих на юг. Они залегают в грабене, ограниченном сбросами, и несогласно ложатся на толщи, смятые в покровы.

Породы щелочного комплекса Мушугай-Худук прорывают в виде интрузий и налегают в виде вулканогенных толщ на палеозойские породы. Среди щелочных эффузивов и их пирокластов нередко отмечаются в той или иной степени ороговикованные обломки и даже небольшие блоки палеозойских пород (песчаников, алевролитов, известняков, гранитоидов). Однако интенсивный фенитизации вмещающих пород, характерной для контактов глубинных щелочных интрузивов, здесь не установлено. Фенитизация проявлена локально, в контактах интрузивных пород комплекса (особенно в экзоконтактной зоне наиболее крупного Главного массива). Граниты, трахиты, меланефелиниты и разнообразные осадочные породы фенитизированы.

В строении комплекса Мушугай-Хундук участвуют позднемезозойские щелочные эффузивные, субвулканические и интрузивные породы (нефелиновые мелалейцититы — меланефелиниты, трахиты, фонолиты, трахидациты, трахириодациты, щелочные и нефелиновые сиениты, шонкиннит-порфиры и др.), силикатные и карбонатно-силикатные пирокласты, магнетит-апатитовые, апатитовые породы, минерализованные зоны брекчий и тесно связанная с ними жильная серия карбонатитов и других рудоносных пород — карбонатно-флюоритовых, флюоритовых, кремнистых, карбонатно-кремнистых, карбонатно-флюорит-целестиновых (баритовых) и др.

Все эти породы приурочены к субширотному грабену, который является частью крупной рифтогенной структуры. Они слагают в его пределах небольшие прогибы или залегают в краевых частях крупной депрессии, расположенной непосредственно к

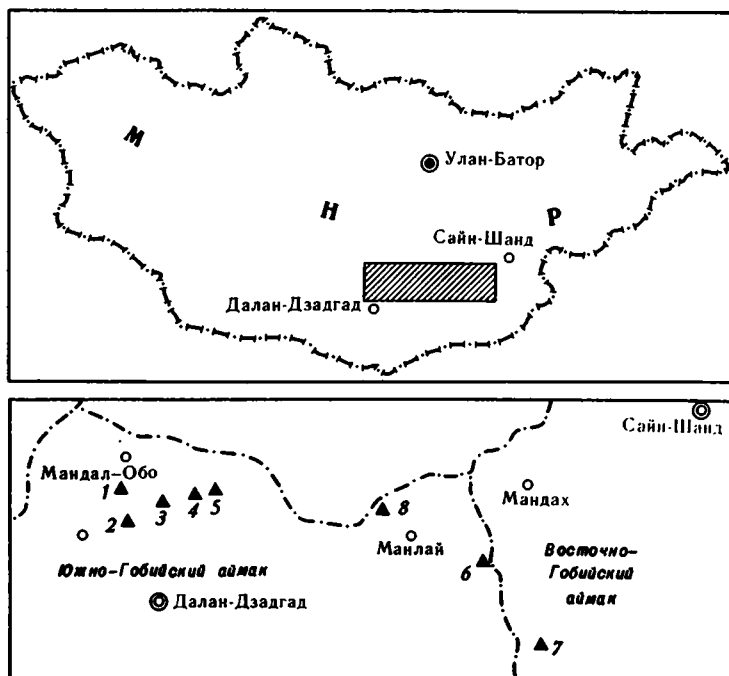


Рис. 1. Расположение щелочных комплексов на территории Монголии

1–8 – щелочные комплексы: 1 – Мушугай-Худук, 2 – Хэцу-Тэг, 3 – Баян-Хушү, 4 – Дурбент-Дориту, 5 – Цогт-Обинский, 6 – Улугейский, 7 – Лугингольский, 8 – Хавтагай-Ульский; штриховкой обозначен район исследований

востоку от закартированного участка (рис. 2, см. вкладку). Выявленные разломы северо-западного и северо-восточного простираения, видимо, контролируют положение субвулканических и жерловых фаций. В пределах комплекса нередко фиксируются кольцевые структуры размером в поперечнике до 2 км, часто маркируемые жилами карбонатитов и других рудоносных пород. К кольцевым структурам нередко приурочены жерловые фации трахитов и их пирокласты.

Среди пород комплекса наиболее распространены щелочные эффузивы – субщелочные трахиты и лейкотрахиты. Покровы субщелочных трахитов и лейкотрахитов отмечаются в разных частях изучавшегося района (см. рис. 2), наиболее крупный из них наблюдается в северо-восточной части комплекса на площади около 2,5 км² (при мощности до 200 м). Кроме того, довольно характерны, особенно в восточном и северо-восточном участках, субвулканические тела лейкотрахитов и трахитов и их пирокластов (мелкие штоки, дайки, нежки жерловой фации).

Меланократовые щелочные эффузивы (нефелиновые мелалейцититы – меланефелиниты) и их пирокласты встречены только в северо-восточной части комплекса, где слагают небольшой покров на площади около 0,15 км² (мощность покрова до 50 м). Трахидациты и трахириодациты также образуют небольшие покровы мощностью до 12 м; они расположены в юго-западном участке непосредственно к востоку от закартированной площади (см. рис. 2) в пределах крупной субширотной депрессии. В этих же участках обнаружены покровы, сложенные плагиоклазсодержащими трахитами, латитами. Мощность этих покровов 10–12 м, площадь 0,01 км².

Устанавливается следующая последовательность формирования верхнеюрских эффузивных и осадочных образований (от ранних к поздним): 1) нефелиновые мелалейцититы – меланефелиниты и их пирокласты с линзами трахитовых шлаков и туфов; 2) осадочные породы (конгломераты, песчаники, известняки и др.); 3) субщелочные трахиты и лейкотрахиты с прослоями фонолитов и линзами трахитовых пемз и туфобрекчий; 4) трахидациты и трахириодациты; 5) плагиоклазсодержащие эффузивы (трахиты, латиты). Интрузивные щелочные и рудоносные породы комплекса Мушугай-Худук в подавляющей своей части образовались позже субщелочных трахитов и их пирокластов, взаимоотношения их с кислыми эффузивами и плагиоклазсодержащими эффузивами не наблюдались. Наиболее ранними среди интрузивных магматических

щелочных пород являются шонкинит-порфиры и мезолитовые сиениты ("шонкинит-сиениты"). Вслед за ними формировались нефелиновые, щелочные и субщелочные сиениты и сиенит-порфиры, кварцевые сиениты. Еще более поздними являются рудоносные породы (магнетит-апатитовые, карбонатиты и др.), хотя их образование началось еще до полного завершения щелочного интрузивного магматизма.

В большинстве мелких прогибов щелочные вулканыты представлены исключительно субщелочными трахитами и лейкотрахитами. Наиболее полный разрез вулканических пород наблюдается в северо-восточной части комплекса в западном борту субширотной депрессии (см. рис. 2). Здесь на палеозойское основание с резким условным несогласием моноклинально (падение к северо-востоку под углами $13-15^\circ$) налегает толща щелочных вулканических и осадочных пород общей мощностью 50–70 м (рис. 3). В основании этой толщи залегают пирокласты меланефелинитов – туфы и туфоагломераты – мощностью 20–22 м. Обломки в пирокластах представлены в основном меланефелинитами, реже песчаниками, алевритами, гранитами, а также полевым шпатом, слюдой, апатитом. Выше по разрезу пирокласты сменяются порфировидными и лейцитовыми меланефелинитами, часто содержащими лейцит в основной массе, мощность их достигает 30 м. На меланефелинитах в северной части покрова залегает линзовидное тело трахитовых шлаков мощностью до 11 м, в основании которого прослеживается небольшая линза трахитовых туфов мощностью около 2 м. Выше их наблюдается сравнительно маломощный пласт (3–3,5 м) резко порфировидных нефелиновых мелалейцитов, которые, в свою очередь, без углового несогласия сменяются пачкой осадочных пород, представленных конгломератами и песчаниками. К северо-востоку от поля меланократовых щелочных лав среди осадочных пород отмечены известняки, в которых обнаружены остатки флоры и моллюсков бат-келловейского возраста. Пачка осадочных пород также без углового несогласия перекрывается тонкозернистыми туфами фонолитов, которые сменяются порфировыми субщелочными трахитами и лейкотрахитами, слагающими обширное вулканическое поле к востоку от покрова меланефелинитов. Разрез порфировых трахитов и лейкотрахитов мощностью 100–150 м представлен чередующимися потоками лав с линзами пирокластов. Подобные субщелочные трахиты и лейкотрахиты фиксируются в разных частях комплекса Мушугай-Худук и приурочены, как уже отмечалось, к мелким прогибам (см. рис. 2).

Все перечисленные эффузивные и осадочные породы, наблюдающиеся в районе покрова меланефелинитов, секутся жилами карбонатитов. В меланефелинитах и их пирокластах обычны дайки сиенит-порфиров (видны, апофизы Главного массива сиенитов), в трахитовых пирокластах отмечены дайки шонкинит-порфиров. Кроме того, все эффузивные породы прорваны сиенитами Главного массива (см. рис. 2, 3). Секущие тела сиенитов, сиенит-порфиров, шонкинит-порфиров, кварцевых сиенитов установлены среди субщелочных трахитов к югу и востоку от участка развития меланефелинитов (см. рис. 2).

Нарращивание разреза щелочных вулканических пород комплекса Мушугай-Худук наблюдается в восточной его части в западном борту депрессии. Здесь выше по разрезу без углового несогласия серые субщелочные трахиты и лейкотрахиты сменяются трахиодацитами и трахириодацитами, которые прослеживаются далее в депрессии, слагая покров площадью около $0,8 \text{ км}^2$. Установлены также субвулканические трахириодациты. В западной части депрессии кислые эффузивы перекрываются толщей плагиоклазосодержащих эффузивов и их пирокластов мощностью около 12 м. В основании этой толщи залегают почти афировые биотит-пироксеновые нефелиносодержащие трахиты, в верхней части – пемзовидные, трубчато-флюидальные мощностью 2,5 м. Выше по разрезу отмечаются светло-коричневые пемзы с редким биотитом (слой мощностью 3 м), которые перекрываются маломощным слоем коричневых агломератов. Верхняя часть толщи сложена серыми, обычно амфиболовыми, трахитами и латитами, в основании пузыристыми, в средней части флюидальными, в верхней – массивными.

Породы, аналогичные эффузивам верхней части разреза, фиксируются в юго-западной части комплекса (см. рис. 2), где кислые эффузивы также перекрываются толщей плагиоклазосодержащих эффузивов (трахитов, нефелиносодержащих трахитов, латитов), видимая мощность их 8–9 м.

Среди интрузивных щелочных пород комплекса Мушугай-Худук наиболее широко распространены субщелочные и щелочные сиениты, среди которых встречаются нефелиновые и кварцсодержащие разновидности. Сиениты слагают массивы и штоки округлой формы площадью от нескольких десятков метров до 1 км^2 (Главный массив). По

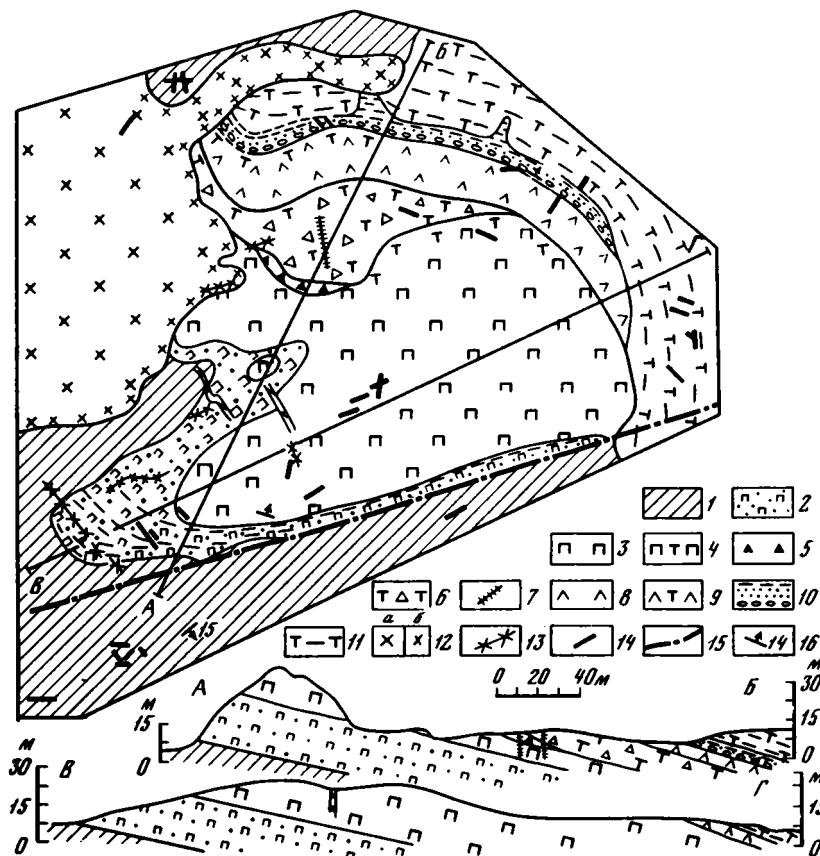


Рис. 3. Схема геологического строения участка распространения меланократовых щелочных эффузивов комплекса Мушугай-Худук

1 – алевролиты (Р); 2 – меланефелиновые пирокласты; 3 – меланефелиниты; 4 – полевошпатовые меланефелиниты; 5 – туфы трахитов; 6 – шлаки трахитов; 7 – дайки шонкинит-порфиров и мезолитовых сиенит-порфиров; 8 – нефелиновые мелалейцититы; 9 – лейцитовые фонолиты; 10 – песчаники, конгломераты; 11 – туфы фонолитов и трахитов; 12 – сиениты Главного массива: а – среднезернистые, б – мелкозернистые эндоконтактные; 13 – дайки сиенит-порфиров; 14 – жилы карбонатитов; 15 – зоны тектонических нарушений; 16 – элементы залегания

периферии массивов и в их кровле распространены дайковые тела микросиенитов и сиенит-порфиров. В контактах с сиенитами отмечается слабая фенитизация вмещающих пород, провесы которых встречаются и в пределах самих массивов (прежде всего Главного). Более редки породы шонкинитового состава и разновидности, промежуточные по составу между сиенитами и шонкинитами (мезолитовые сиениты или шонкинит-сиениты), слагающие небольшие штоки и отдельные дайковые тела. Взаимоотношения сиенитов массивов с этими породами не наблюдались. Однако в восточной и юго-восточной частях комплекса шонкиниты и шонкинит-сиениты, слагающие штокообразные тела, пересекаются жильными сиенит-порфирами, аналогичными породами апофиз сиенитовых массивов. Это позволяет предположить более раннее внедрение шонкинитов и шонкинит-сиенитов, нежели пород сиенитового состава.

В пределах комплекса довольно обычны пластовые тела, небольшие штоки и дайки стекловатых трахитов и трахидацитов жерловой фации, маркирующие остатки трахитовых палеовулканов. В жерловой фации наряду со стекловатыми трахитами отмечаются пирокласты – туфы, туфобрекчии, агломераты, нередко с карбонатным цементом, а также карбонатно-силикатные пирокласты. Для проявлений жерловой фации характерны в той или иной мере выраженные кольцевые структуры, иногда подчеркиваемые кольцевым или полигональным расположением карбонатитовых жил.

С породами жерловой фации пространственно сближены выходы интрузивных щелочных пород. В кровле сиенитовых массивов и штоков шонкинит-сиенитов в их эндо- и экзоконтактах расположены многие минерализованные зоны дробления, зруптивные брекчии, агломераты, апатит-магнетитовые породы, карбонатитовые жилы.

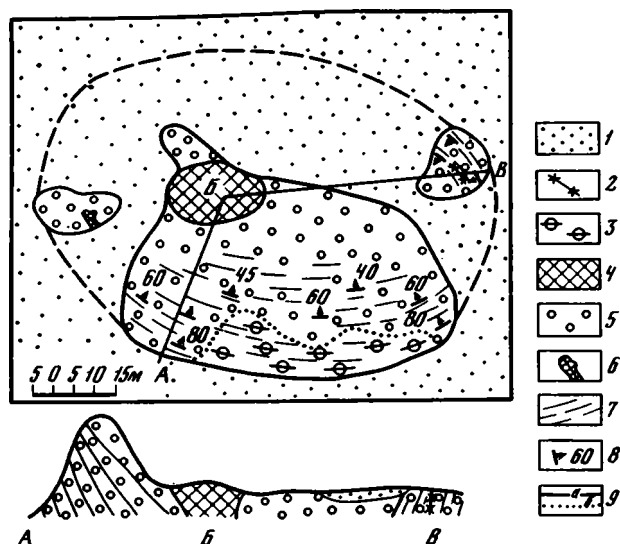


Рис. 4. Схема геологического строения тела Апатитового [33]

1 — современные пески; 2 — жилы флюоритовых карбонатов; 3 — апатитовые породы, измененные под воздействием древних фумарол; 4 — магнетитовые породы; 5 — трахитоидные апатитовые породы; 6 — ксенолиты флюорит-кальцитовых карбонатов; 7 — направление трахитоидности апатитовых пород; 8 — ориентировка трахитоидности апатитовых пород; 9 — геологические границы: а — тела Апатитового (предполагаемые), б — между измененными и неизменными апатитовыми породами

Видимо, такие зоны представляют собой сравнительно глубоко эродированные горизонты палеовулканитов. В то же время подавляющая часть апатит-магнетитовых пород, карбонатитов и других рудоносных образований формируется позже субвулканических и интрузивных щелочных пород. Почти повсеместно последние пересекаются жилами апатит-магнетитовых руд, карбонатитов и сопряженных с ними пород. Однако отмечена одна протяженная жила кальцитового карбонатита, которая пересекается дайкой сиенит-порфира, в свою очередь пересекаемой флюоритовым карбонатитом. Вероятно, в комплексе Мушугай-Худук имеются и относительно ранние карбонатиты, образовавшиеся еще до полного завершения щелочного магматизма.

В целом устанавливается следующая последовательность образования рудоносных апатитовых и карбонатитовых пород (от ранних к поздним): 1) карбонатитовые туфы и пирокласты с карбонатным цементом (жерловые фации палеовулканов); 2) ранние кальцитовые карбонатиты, пересекаемые сиенит-порфирами; 3) жильные тела апатит-магнетитовых пород и штокообразные тела апатитовых пород; 4) жильные карбонатиты (кальцитовые, реже анкеритовые) и сопряженные с ними флюоритовые, целестиновые, кремнистые породы; 5) жильные тела брекчиевидных целестин-флюорит-магнетит-apatитовых пород.

Все эти породы наблюдаются главным образом в восточной части закартированной площади (см. рис. 2), но отдельные жилы карбонатитов прослеживаются и в других участках. Апатит-магнетитовые породы слагают крутопадающие тела мощностью до 3 м, длиной до 30 м, нередко сближенные в пространстве. Контакты с вмещающими силикатными породами и пирокластами резкие и четкие. Кроме того, в восточной части комплекса обнаружено штокообразное тело эллиптической формы (~30 × 70 м), центральная часть которого сложена гигантокристаллическими, существенно магнетитовыми породами, а более мощная периферическая зона — существенно апатитовыми породами трахитоидного облика (рис. 4). Своеобразные мелкозернистые флюорит-целестин-магнетит-apatитовые породы брекчиевидного облика в основном сосредоточены в пределах крупной рудоносной зоны, расположенной непосредственно к юго-западу от Главного массива сиенитов (см. рис. 2). Они слагают тела жильной формы мощностью до 3 м, длиной 5—30 м. В этих породах встречены ксенолиты флюоритовых карбонатитов и целестиновых пород.

Карбонатиты и родственные им образования являются характерной составной частью комплекса Мушугай-Худук. Как уже отмечалось, широко распространены пирокласты

с карбонатным цементом (жерловая фация). Жильные карбонаты также широко развиты и локализованы в основном в восточной и юго-восточной частях комплекса, где обнаружены апатит-магнетитовые руды. Мощность карбонатитовых жил варьирует от нескольких сантиметров до 1 м.

Жилы, сложенные флюоритовыми, целестиновыми, кремнистыми породами, часто связаны взаимными переходами с карбонатами. Иногда эти породы и карбонаты образуют небольшие штокверкообразные тела размером до 50 X 150 м. Кроме того, они широко распространены в пределах минерализованных рудоносных зон, приуроченных к участкам брекчирования щелочных пород и развития эруптивных брекчий, т.е. к жерловым фациям и контактовым зонам щелочных массивов.

Как уже отмечалось, среди карбонатитов преобладают кальцитовые разности — флюорит-кальцитовые, кварц-кальцитовые, барит-кальцитовые, кварц-флюорит-кальцитовые, барит (целестин) - флюорит-кальцитовые и другие, содержащие в переменных количествах некарбонатные минералы. Обычны и анхиминеральные кальцитовые карбонаты. Анкеритовые и доломитовые карбонаты более редки, также содержат в своем составе флюорит, кварц, барит. Карбонаты связаны взаимными переходами с серией жильных пород, в которых карбонат (кальцит или анкерит) присутствует в подчиненных количествах или даже отсутствует. Это кальцит-флюоритовые, флюоритовые, флюорит-баритовые, флюорит-кварцевые, флюорит-целестиновые, кальцит-флюорит-кварцевые, флюорит-анкерит-кварцевые, кальцит-барит-флюорит-кварцевые, анкерит-барит-кварцевые, кварц-флюорит-целестиновые и подобные породы.

Для комплекса Мушугай-Худук довольно характерна силификация карбонатитов с образованием пятнистых, пятнисто-полосчатых, реже массивных или брекчиевидных карбонатно-кварцевых, халцедоновых, кремнистых пород. Изредка фиксируются случаи пересечения подобных пород маломощными карбонатитовыми прожилками. Окварцеванию подвергаются и флюоритовые породы. В то же время в кварцевых породах обычен флюорит, целестин и барит.

Карбонаты и сопряженные с ними породы образуются на поздних стадиях формирования щелочного комплекса Мушугай-Худук, по-видимому завершая его становление. Однако среди трахидацитов, трахириодацитов и плагиоклазосодержащих эффузивов, слагающих верхнюю часть разреза щелочных эффузивов этого комплекса, рудоносные породы (карбонаты, магнетит-apatитовые руды и др.) не встречены.

В окрестностях колодца Мушугай-Худук (см. рис. 2) наряду с породами щелочно-го комплекса присутствуют более поздние магматические породы — нижнемеловые базальты мощностью 3—5 м, а также протяженные дайки липаритов и гранит-порфи-ров. Соотношение нижнемеловых базальтов с трахитами устанавливается в северо-западной части района (см. рис. 2). Здесь миндалекаменные базальты залегают на размытой поверхности субщелочных трахитов и местами на коре выветривания последних. Отмечаются потоки, мелкие шлаковые конусы, аглютинаты, линзы агломератов. Базальты в зоне контакта с субщелочными трахитами обогащены миндалитами, сложенными кальцитом, халцедоном, реже целестином (размером до 15 см в поперечнике). На нижнемеловых базальтах залегает пачка осадочных пород. Среди песчаников этой пачки В.Ф. Шуваловым и Т.В. Николаевой обнаружены остатки фауны неокомского возраста [5]. Эта нижнемеловая толща резко несогласно перекрывается красноцветными верхнемеловыми отложениями (сайншандинская и барунгойотская свиты), на которых расположены хорошо сохранившиеся щитовые вулканические аппараты, сложенные оливиновыми базальтами. Формированием этих базальтов заканчивается длительная история магматизма в районе колодца Мушугай-Худук.

Липариты и гранит-порфиры обнаружены в восточной части района, где они слагают два тела дайковой формы. Одно из этих тел мощностью до 1,5—2 м и длиной более 1 км располагается южнее Главного массива сиенитов. Дайковые липариты отчетливо пересекают не только сиениты и зоны брекчирования в щелочных породах, но и жилы карбонатитов, магнетит-apatитовых пород. В свою очередь, дайка липаритов пересекается маломощными флюоритовыми прожилками. Следовательно, липариты формируются позже пород щелочного комплекса Мушугай-Худук.

Комплекс Хэцу-Тэг. Вмещающие этот щелочной комплекс породы представлены в основном верхнепалеозойскими биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, в меньшей мере силурийскими отложениями (рис. 5). Породы комплекса расположены в небольших прогибах среди пород палеозойского основания, образуя два участка площадью около 20 км² каждый, разобленных грядой гранитов. Они состоят из субще-

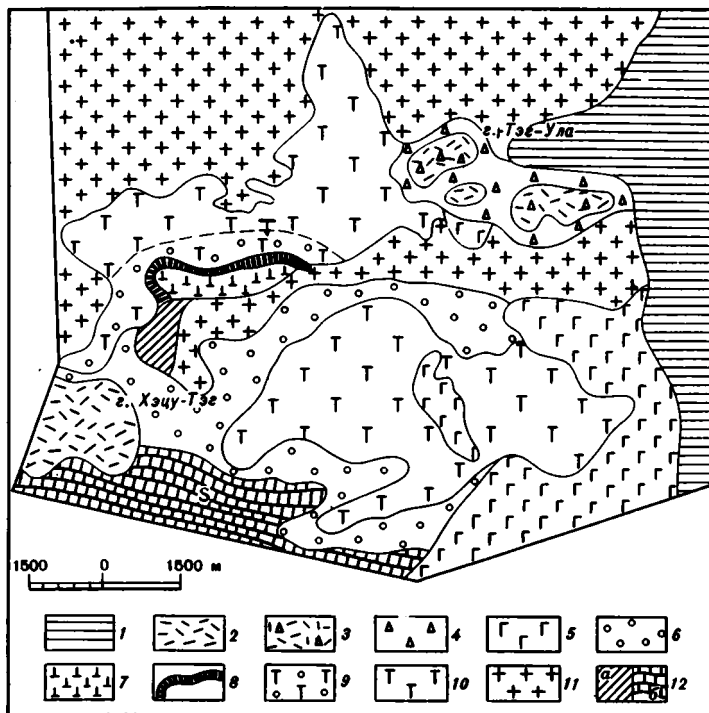


Рис. 5. Схема геологического строения района горы Хэцун-Тэг

1 — аргиллиты, гравелиты, песчаники (K_2); 2–4 — кислые вулканы (MZ_1): 2 — липариты онгонитов и их стекла, 3 — лавобрекчи липаритов и онгонитов, 4 — туфы и туфобрекчи липаритов и онгонитов; 5 — базальты (MZ_2b); 6 — валуны рыхлый; 7–10 — щелочные вулканы (MZ_2tr): 7 — трахиты верхнего покрова, 8 — агломераты трахитов — основание верхнего покрова, 9 — нефелинсодержащие трахиты нижнего покрова, 10 — субщелочные трахиты нижнего покрова; 11 — биотитовые и амфибол-биотитовые граниты (Pz_3); 12 — силурийские отложения: а — сланцы, б — известняки

лочных лейкотрахитов, покровы которых мощностью до 30–35 м занимают большую часть северного и южного полей щелочных вулканитов (см. рис. 5). Падение северного покрова трахитов варьирует от северо-восточного ($\angle 15-20^\circ$) на севере до восточного ($10-15^\circ$) в восточной и до южного ($\angle 10-20^\circ$) в южной части поля. В зоне контакта лейкотрахитов с гранитами последние нередко катаклазированы. Нефелинсодержащие трахиты южной части северного поля участвуют в строении нижнего покрова лейкотрахитов, а также слагают обособленный покров (совместно с пирокластами) мощностью 13–15 м с падением слоев на юго-восток под углами $10-15^\circ$. Площадь этого покрова 2 км^2 .

Наиболее полный разрез щелочных вулканитов комплекса Хэцун-Тэг наблюдается в пределах северного поля (см. рис. 5). В основании разреза залегает толща серых порфировых субщелочных лейкотрахитов видимой мощностью 15–20 м. В нижней части этой толщи вблизи высоты 1229,4 м прослеживается линзовидное тело (мощность до 10 м) трахитовых и карбонатно-силикатных пирокластов, в основном агломератов и туфобрекчий, включающих линзы трахитовых туфов. Нарастание разреза отмечается в южной части поля, где выше по разрезу субщелочные трахиты довольно постепенно сменяются серыми афировыми нефелинсодержащими трахитами. Еще южнее последние перекрываются покровом порфировидных нефелинсодержащих трахитов и их пирокластов. В основании этого покрова залегает субпластовое тело (видимая мощность 1,5–2 м) резко порфировидных субщелочных трахитов, на которых без углового несогласия располагаются агломераты мощностью 5–6 м. Для последних характерно присутствие многочисленных округлых обломков субщелочных трахитов, афировых нефелинсодержащих трахитов. Выше агломератов повсеместно отмечается маломощный (15–20 см), но весьма выдержанный по простиранию прослой серовато-сиреневых мелкогалечных туфоконгломератов. Они сменяются серовато-сиреневыми и коричневыми пирокластами мощностью 5,5–6 м, включающими многочисленные обломки и глыбы субщелочных трахитов, фолонитовых трахитов (в том числе пемзовидных), реже сиенитов, сиенит-порфиров, а также апатит-магнетитовых пород. В наиболее верхней

части покрова залегают резко порфириовидные темно-серые нефелинсодержащие трахиты мощностью 2–2,5 м, содержащие включения сиенитов и субщелочных трахитов размером до 20–30 см в поперечнике. Кроме того, встречаются включения магнетитовых пород размером до 6–7 см в поперечнике.

В пределах комплекса Хэцу-Тэг не выявлены самостоятельные тела интрузивных щелочных пород, апатит-магнетитовых руд и карбонатитов. Не обнаружены здесь и кольцевые структуры с остатками палеовулканов. В то же время по вещественному составу и ассоциации пород этот комплекс щелочных вулканитов, несомненно, следует отождествлять с щелочным комплексом Мушутай-Худук, в основном с верхней частью разреза эффузивов.

В юго-восточной части района комплекса Хэцу-Тэг (см. рис. 5) обнаружен маломощный покров миндалекаменных базальтов, более поздних, чем трахиты. Возраст базальтов, видимо, нижнемеловой, так как они перекрываются верхнемеловыми рыхлыми красноцветами. По всей вероятности, они являются аналогами нижнемеловых миндалекаменных базальтов, обнаруженных в северо-западной части комплекса Мушутай-Худук, так как в разрезе они занимают близкое с ними стратиграфическое положение.

В 2 км к юго-востоку от южного края сухого озера отмечались следующие соотношения трахитов и базальтов. На размытой поверхности серых порфировых трахитов залегает слой валунника мощностью несколько метров. Значительная часть валунов состоит из щелочных эффузивов. Валунники перекрываются фиолетово-серыми миндалекаменными шлаками базальтов, которые выше сменяются черными афировыми базальтами. Таким образом, здесь устанавливается четкая последовательность формирования пород: щелочные эффузивы – их размыв и перерыв в вулканической деятельности – базальты.

В районе гор Хэцу-Тэг и Тэг-Ула (см. рис. 5) также проявлены позднемезозойские магматические породы, представленные кислыми вулканитами. Вмещающими для них породами являются верхнепалеозойские граниты и позднемезозойские щелочные эффузивы. Южнее горы Тэг-Ула кислые вулканиты располагаются гипсометрически выше и, вероятно, перекрывают нижнемеловые базальты, слагая два разобщенных поля площадью около 6 км² каждый. Мощность покровов кислых вулканитов составляет 35–120 м (при максимальных мощностях в районе горы Тэг-Ула). В ее строении принимают участие трахилипариты, онгониты, их стекла, туфы и туфобрекчии.

В районе горы Хэцу-Тэг толща кислых вулканитов, представленных трахилипаритами, их туфами и стеклами, залегает или на валуннике верхнепалеозойских гранитов, или с резким угловым несогласием на размытой поверхности щелочных эффузивов. В основании толщи кислых вулканитов обычно расположен слой светло-серых конгломератов и гравелитов, включающих гальку трахитов мощностью до 5–6 м. В этом же слое встречаются обломки окаменелых деревьев. Наиболее верхняя часть толщи кислых вулканитов сложена плитчатыми флюидалными трахилипаритами, которые отмечаются и ниже (например, южный склон горы Хэцу-Тэг). Однако в основании толщи характерны стекла трахилипаритов зеленого и черного цвета, образующие пачки мощностью до 12 м, нередко перекрываемые серовато-сиреневыми полосчатыми липаритовыми туфами мощностью до 35 м.

Несколько иное строение толщи кислых вулканитов наблюдается в районе горы Тэг-Ула. На западном склоне этой горы они залегают на сильно размытой поверхности покрова трахитов или на крупноглыбовом валуннике палеозойских гранитов. В основании разреза находится пачка конгломератов мощностью 9–11 м, в гальке которых присутствуют граниты и трахиты. Выше располагается слой мощностью до 7 м четко полосчатых витротуфов, содержащих частые угловатые обломки серого, красновато-коричневого или черного онгонитового стекла, а также кварца. Размер обломков от долей сантиметра до 2–3 см. Полосчатость туфов обусловлена чередованием прослоев, обогащенных и обедненных грубообломочным материалом. На туфах залегают туфобрекчии онгонитовых стекол мощностью до 8–9 м, окрашенные большей частью в красновато-коричневый и серо-коричневый, а также в черный цвет. Эти породы состоят главным образом из угловатых обломков и блоков (размером до 1 м) полосчатых и флюидалных стекол, сцементированных меньшим по объему стекловатым (витротуфовым) материалом. Выше по разрезу стекла сменяются сиреневато-серыми флюидалными онгонитами, слагающими верхнюю часть горы Тэг-Ула (см. рис. 5). Липариты и стекла секутся жилами темно-фиолетового флюорита мощностью до 15 см, длиной до 5 м.

На северном склоне горы Тэг-Ула на крупноглыбовом элювии гранитов залегают серовато-зеленые флюоритсодержащие туфобрекчии онгонита мощностью до 3–4 м. К западу они выклиниваются и сменяются полосчатыми витротуфами, отмеченными ранее на западном склоне горы Тэг-Ула. Выше туфобрекчий на западном склоне этой горы прослеживается пачка мощностью до 20 м зеленых кислых вулканитов, комковатых, участками кавернозных или брекчиевидных, с включениями и прожилками флюорита. Эти породы содержат 12,7% H_2O и представляют собой гидратированные перлитовые разности онгонитовых стекол. К северо-востоку и востоку они по простиранию вновь сменяются стеклами онгонитов, мощность пачки которых здесь 20–25 м. В этом же направлении прослеживаются серовато-зеленые флюоритсодержащие онгонитовые туфобрекчии. В основании их появляются белые тонкослоистые туфы, встреченные и на южном склоне горы Тэг-Ула, где они, по-видимому, фациально сменяют флюоритсодержащие туфобрекчии. Эти туфы каолинизированы, иногда карбонатизированы и содержат мелкие обломки флюорита и флюоритизированных вмещающих пород.

Падение толщи кислых вулканитов во всех участках горы Тэг-Ула – по направлению к ее вершине под углами 5–15°. Видимо, угол падения вулканитов возрастает в этом направлении, так как в районе вершины эрозионные долины не вскрывают онгонитовые пирокласты и стекла. Вероятно, гора Тэг-Ула представляет собой остаток вулканического аппарата, конус которого был сложен пирокластами, а жерловая фация – флюидальными онгонитами.

К востоку и юго-востоку от вершины горы Тэг-Ула кислые вулканиты перекрываются верхнемеловыми рыхлыми красноцветами.

Комплекс Дурбент-Дориту расположен в юго-восточной части крупной субширотной депрессии, протягивающейся к востоку от комплекса Мушугай-Худук. В строении комплекса участвуют щелочные эффузивы, слагающие широкое поле площадью более 25 км² к западу от горы Дурбент-Дориту-Ула (рис. 6). Они представлены главным образом серыми порфировыми субщелочными трахитами и лейкотрахитами, амфиболовыми плагиоклазовыми трахитами, латитами и в значительно меньшей степени трахидацитами и трахириодацитами. Наиболее ранними являются субщелочные трахиты и лейкотрахиты, наиболее поздними – амфиболовые эффузивы, перекрывающие как субщелочные трахиты, так и кислые эффузивы. Щелочные эффузивы секутся крупным пластовым субвулканическим телом липаритов¹ (см. рис. 6), в эндоконтакте которого обнаружены эруптивные брекчии. Цемент последних – липаритовый, а обломочный материал состоит из щелочных эффузивов.

По направлению к горе Дурбент-Дориту-Ула щелочные эффузивы перекрываются более молодой толщей миндалекаменных базальтов (см. рис. 6), которые в виде покрова залегают на размытой поверхности пород щелочного комплекса – на валуннике с глыбами и галькой щелочных эффузивов. В районе горы Дурбент-Дориту-Ула базальты, в свою очередь, перекрываются кислыми вулканитами (см. рис. 6), образующими пологопадающие покровы мощностью до 40–45 м и общей площадью 19 км². В строении покровов кислых вулканитов главную роль играют трахилипариты, их стекла и туфы.

В основании разреза кислых вулканитов залегают конгломераты с обломками миндалекаменных базальтов более раннего возраста (рис. 7). Выше располагаются белые и сероватые тонкозернистые туфы, участками окремнелые и содержащие халцедоновидные стяжения размером до 15–20 см в поперечнике (западный склон горы Дурбент-Дориту-Ула), мощностью до 12–13 м. Еще выше прослеживаются светло-серые флюидальные липариты, имеющие широкое площадное распространение. Среди липаритов встречены крупные линзовидные тела мощностью до 10 м черных липаритовых стекол с вкрапленниками санидина и кварца.

Комплекс Баян-Хушу. Вмещающие этот комплекс породы представлены палеозойскими образованиями – верхнепалеозойскими граносиенитами и гранитами и силурийскими вулканогенными породами (рис. 8). Большой частью с породами комплекса контактируют роговообманковые граносиениты, биотитовые граниты и пермские осадочные породы (конгломераты, аргиллиты, известняки). Среднепалеозойские эффузивы, наблюдаемые в западной части участка, отделены от пород комплекса субмеридиональным разломом.

Щелочной комплекс Баян-Хушу состоит из позднемезозойских субщелочных трахи-

¹ Здесь и далее липариты употребляются в качестве синонима риолитов [1].

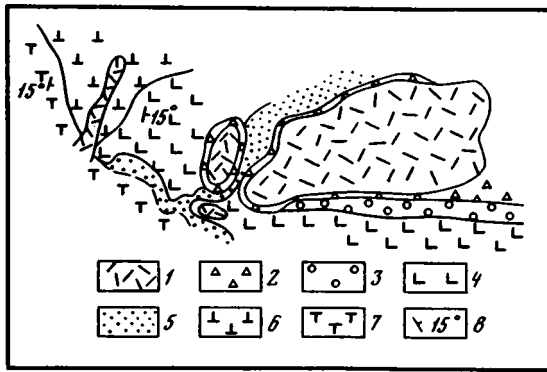


Рис. 6. Схема геологического строения комплекса Дурбент-Дориту

1 – трахилипариты, онгониты; 2 – туфы онгонитов и липаритов; 3 – гравелиты, песчаники; 4 – базальты; 5 – валуны; 6 – трахит-латиты; 7 – субщелочные трахиты и лейкотрахиты; 8 – элементы залегания

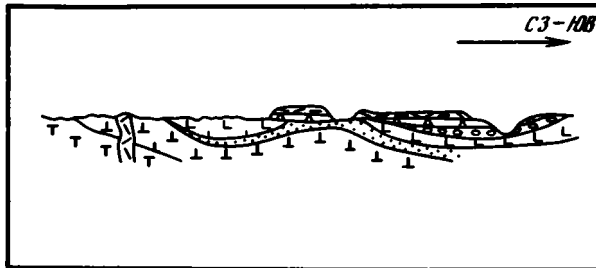


Рис. 7. Схематический геологический разрез через комплекс Дурбент-Дориту
Условные обозначения те же, что на рис. 6

тов, субщелочных и щелочных сиенитов (в том числе плагиоклазосодержащих), минерализованных брекчий и тесно связанных с ними жильных апатит-магнетитовых, карбонатитовых, флюоритовых, флюорит-целестиновых, барит-целестиновых, кварцевых, кварц-баритовых, флюорит-кварцевых пород. Эти образования слагают неполнокольцевой массив, центральная часть которого выполнена в основном сиенитами, а периферическая – субщелочными трахитами. Видимо, породы комплекса образуют эродированный вулканический аппарат, конус которого был сложен трахитами, а жерловая фация – сиенитами. К жерловой фации приурочены также зоны брекчирования, проявления карбонатитов и других рудоносных пород. Массив расположен в пределах субширотного грабена, отделенного субширотной грядой палеозойских пород от крупной депрессии, протягивающейся к востоку от комплекса Мушугай-Худук.

Основная роль в строении щелочного комплекса Баян-Хушу принадлежит щелочным породам – трахитам и сиенитам. Сиениты, как уже отмечалось, слагают его центральную часть, а также крупное дугообразное тело среди трахитов и два небольших тела в северо-западной и юго-восточной частях массива (см. рис. 8). Трахиты прослеживаются по периферии в западной, южной и восточной частях массива. В контактах с вмещающими породами трахиты становятся более стекловатыми, а среднезернистые сиениты сменяются их мелкозернистой разновидностью, иногда сиенит-порфирами.

Минерализованные зоны дробления и брекчирования приурочены к краевым частям выходов сиенитов или располагаются в непосредственной близости от них (см. рис. 8). Здесь же концентрируются жильные тела рудоносных пород, являющиеся более поздними, чем перечисленные выше магматические щелочные породы. В зонах брекчирования обломки обычно представлены сиенитами, сиенит-порфирами, полевым шпатом, а цемент содержит карбонат, кварц, флюорит, барит, целестин. Эти же минералы слагают прожилки и жилы мощностью от долей сантиметра до 2–3 м при протяженности до 25–30 м. Вдоль жил и особенно в участках их сгущения вмещающие породы часто заметно карбонатизированы или силифицированы. Иногда жилы рудоносных пород образуют тела штокверковой формы, наиболее крупное из которых обнаружено в центральной части массива, где оно в основном сложено барит-целестиновыми прожилка-

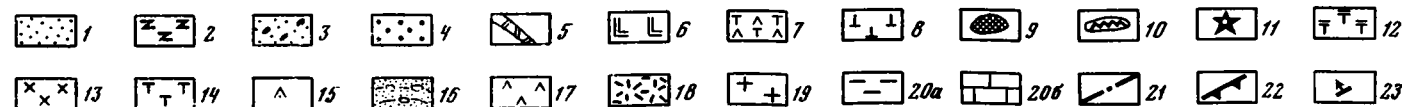
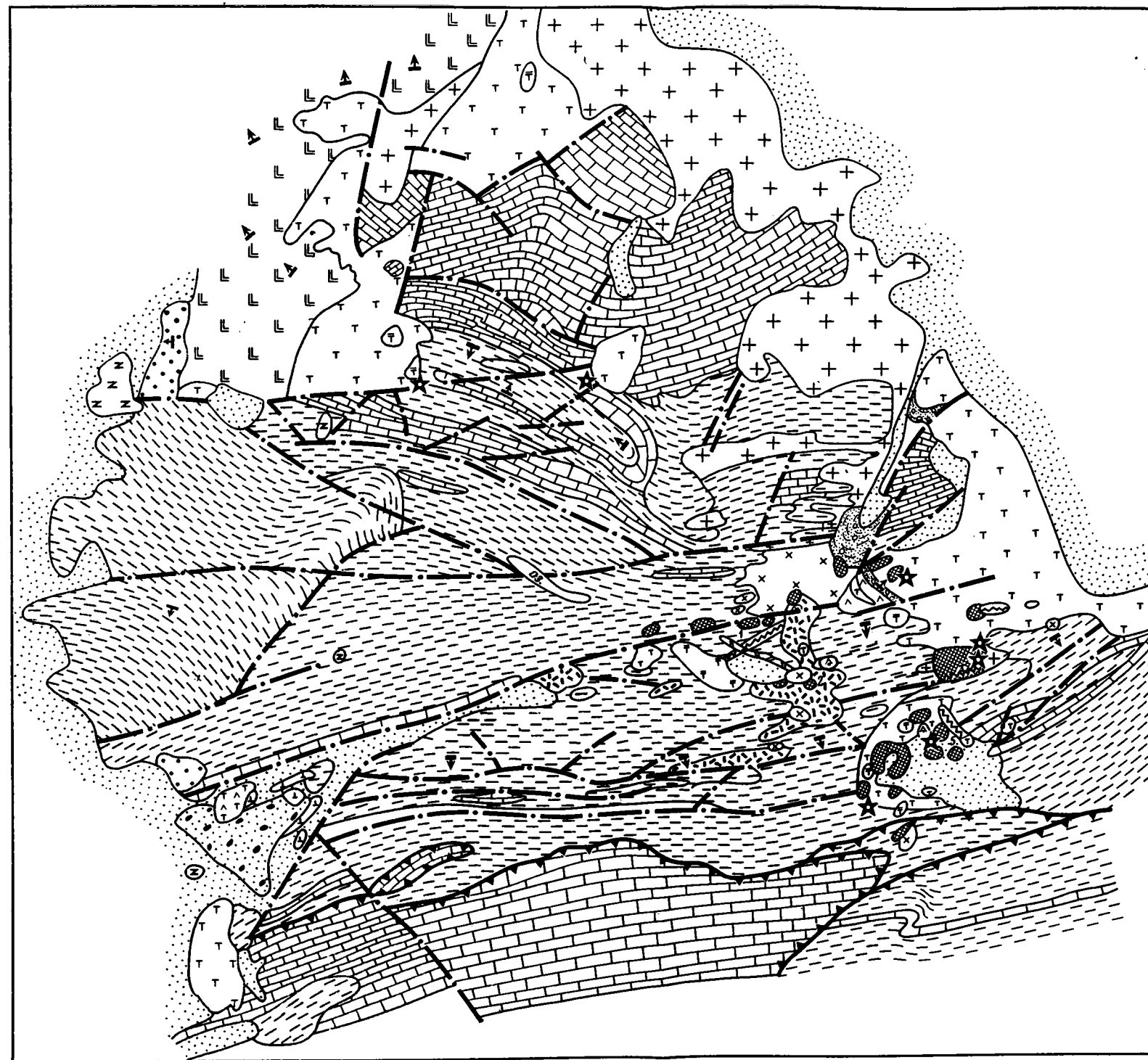


Рис. 2. Схема геологического строения комплекса Мушугай-Худук (по [5] с дополнениями авторов)

1 – четвертичные отложения; 2 – оливиновые базальты; 3 – красноцветные песчаники; 4 – нижнемеловые осадки; 5 – дайки липаритов (MZ₁l); 6 – нижнемеловые базальты (MZ₂b); 7–17 – породы позднемезозойского комплекса: 7 – трахит-латиты (MZ₂tr₄), 8 – трахириодациты-трахидациты (MZ₂tr₃), 9 – рудоносные участки, 10 – наиболее крупные рудоносные участки, 12 – остатки вулканических аппаратов, 12 – субвулканические трахиты, трахириодациты, сиенит-порфиры, 13 – сиениты, 14 – субщелочные трахиты (MZ₂tr₂), 15 – шонкинит-порфиры и шонкинит-сиениты, 16 – верхнеюрские осадки, 17 – меланефелиниты-мелалейцититы (MZ₂tr₁); 18 – липариты (P₂); 19 – гранитоиды (PZ); 20 – нерасчлененные среднепалеозойские отложения: а – терригенно-вулканогенные, б – карбонатные; 21 – сбросо-сдвиги; 22 – надвиги; 23 – элементы залегания; цифры на схеме – наиболее крупные рудоносные участки (пояснения в тексте)

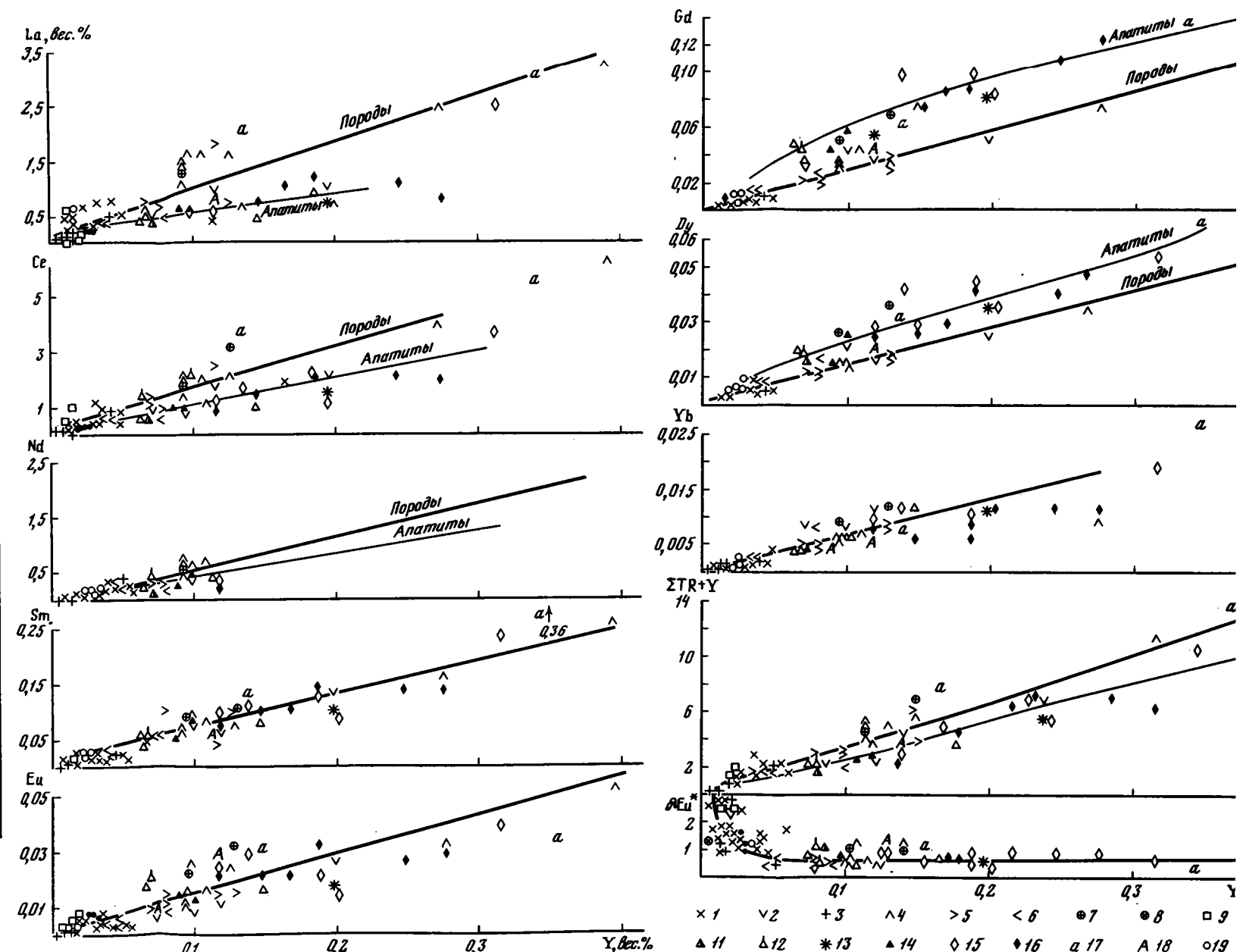


Рис. 34. Корреляционные связи между содержаниями р.э. и иттрия в рудоносных породах (1–9) и апатитах (10–20);

1–6 – комплекс Мушугай-Худук: 1 – карбонаты, 2 – жильные магнетит-apatитовые породы, 3 – эруптивные брекчи, 4 – апатитовые породы тела Апатитового, 5 – целестин-флюорит-apatитовые породы, 6 – кварц-карбонатно-apatитовые породы; 7 – карбонаты Улугейского комплекса; 8 – магнетит-apatитовые породы комплекса Хэчу-Тэг; 9 – карбонаты и сопряженные с ними породы комплекса Баян-Хушу; 10–18 – апатиты из пород комплекса Мушугай-Худук: 10 – трахитов, 11 – мегакритов в трахитах, 12 – пирокластов, 13 – трахириодацитов, 14 – сиенитов, 15 – магнетит-apatитовых пород, 16 – карбонатных, 17 – апатитовых пород тела Апатитового, 18 – метакритов в апатитовых породах тела Апатитового; 19 – апатиты из карбонатов Улугейского комплекса; 20 – апатиты из магнетит-apatитовых пород, там же

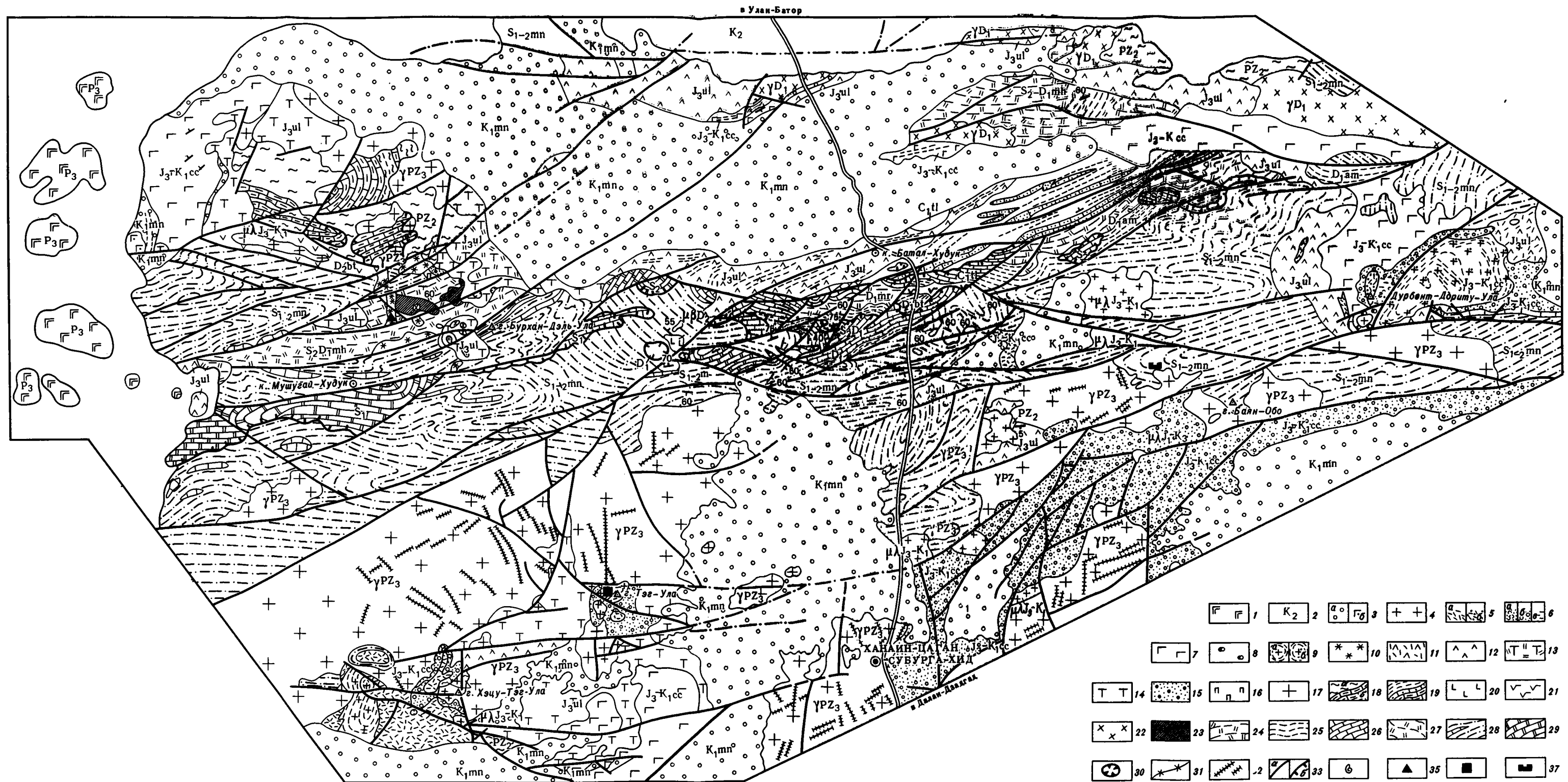


Рис. 13. Схематическая геологическая карта района кол. Мушугай-Худук – гор. Дурбент-Дориту-Ула – Хэцу-Тэг. Составлена В.И. Верлибом, Г.М. Добровым, В.И. Коваленко, В.М. Лопатыным, М.С. Нагибиной, В.С. Самойловым

1 – олигоцен, оливиновые базальты (P); 2 – верхний мел, красноцветные конгломераты, гравелиты, суглинки, пески, песчаники, глины (K₂); 3 – нижний мел, манлайская свита (K_{1mn}): а – пестроцветные конгломераты, глины, суглинки, песчаники, гравелиты, известняки, б – базальты; 4 – субвулканические тела липаритов (J₃-K₁); 5–8 – верхняя юра – нижний мел, цаганцабская свита (J₃-K_{1cc}): 5–6 – верхняя подсвита (S – вулканиты кислого состава: а – липариты, б – онгониты и их стекла, в – туфогенно-осадочная толща: а – туфы кислого состава, б – конгломераты, гравелиты, песчаники, в – глины), 7–8 – нижняя подсвита (7 – базальты миндалекаменные, реже афировые, 8 – базальные конгломераты, гравелиты, песчаники); 9 – экструзивные тела: а – липариты, б – онгониты; 10 – сиениты, шонкинит-порфиры, сиенит-порфиры (J₃); 11–16 – верхняя юра, улугейская свита (J_{3ul}): 11 – кварцевые латиты и их агломераты, 12 – трахит-латиты, нефелинсодержащие трахиты, их туфы и агломераты, 13 – трахидациты и трахириодациты, 14 – субщелочные трахиты, их туфы и агломераты, 15 – осадочно-пирокластическая толща (кон-

гломераты, гравелиты, песчаники, известняки, туфы трахитов и калиевых фоновитов), 16 – меланократовые щелочные эффузивы и их туфы; 17 – позднепалеозойские граниты, гранодиориты; 18 – среднепалеозойские метаморфизованные отложения: а – сланцы, кварциты, б – мрамора; 19 – нижний карбон, таланская свита (C_{1tl}) – известняки, глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 20 – диабазы (D₁); 21 – средний девон, баталхудукская свита (D_{1bt}) – андезит-базальты, андезиты и их туфы; 22 – плагиограниты, гранодиориты, диориты (D); 23 – раннедевонские липариты; 24 – нижний девон, мургуцугская толща (D_{1mr}) – дациты, андезиты и их туфы, алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы; 25 – нижний девон, аманская толща (D_{1am}) – известковистые песчаники, алевролиты, известняки; 26 – верхний силур – нижний девон (S₂-D₁), карбонатная толща; 27 – верхний силур – нижний девон, манханульская свита (S₂-D_{1mn}) – дациты, гравелиты, липариты, их туфы, песчаники; 28 – нижний-верхний силур, мандалобинская свита (S_{1-2mn}) – песчаники, алевролиты, известняки; 29 – нижний силур, известняки; 30 – жерла палеовулканов; 31 – дайки липаритов; 32 – дайки диабазов, диорит-порфиров; 33 – разрывные нарушения: а – крутопадающие, б – пологие; 34 – места сбора фауны; 35–37 – рудоносные образования: 35 – эруптивные брекчи, карбонаты, магнетит-апатитовые тела, 36 – редкометалльные проявления в онгонитах и их туфах, 37 – проявления флюорита

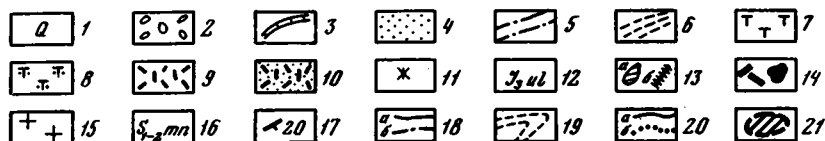
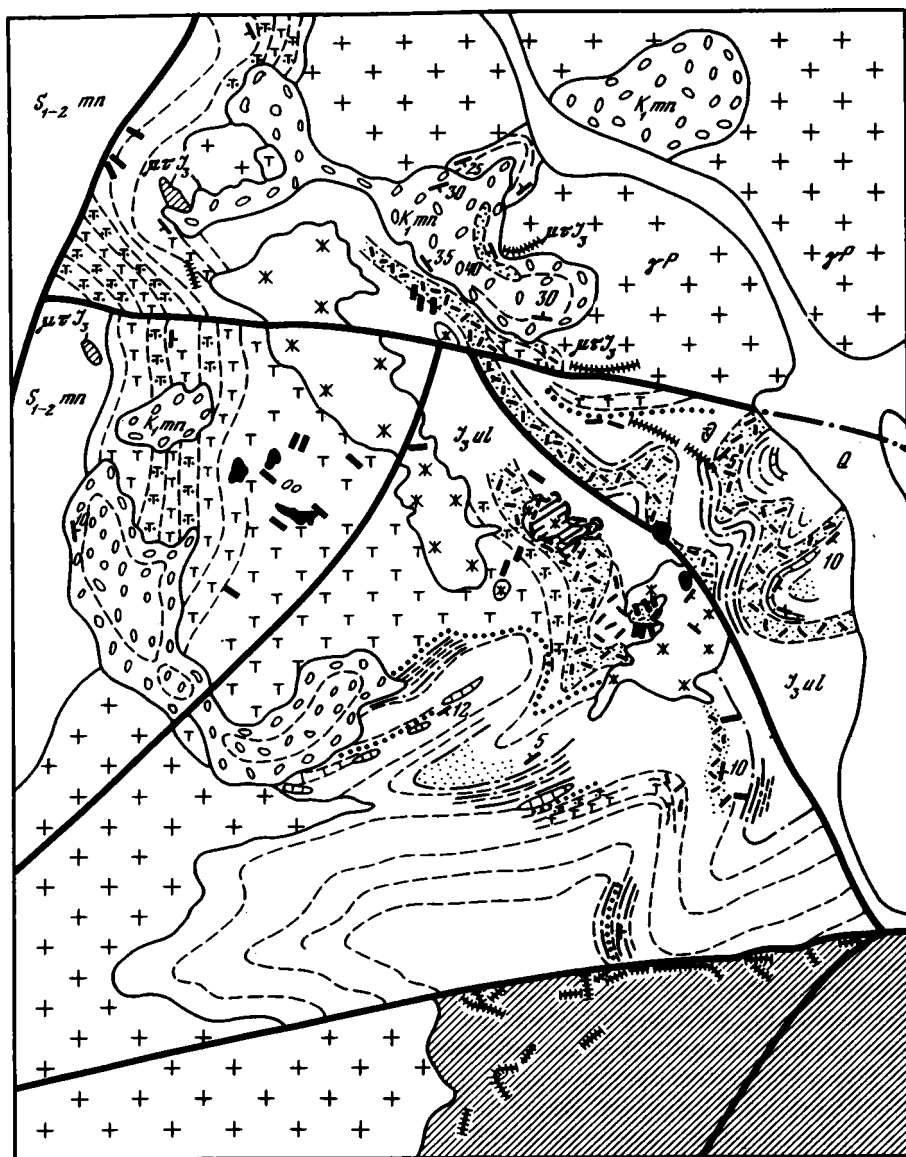
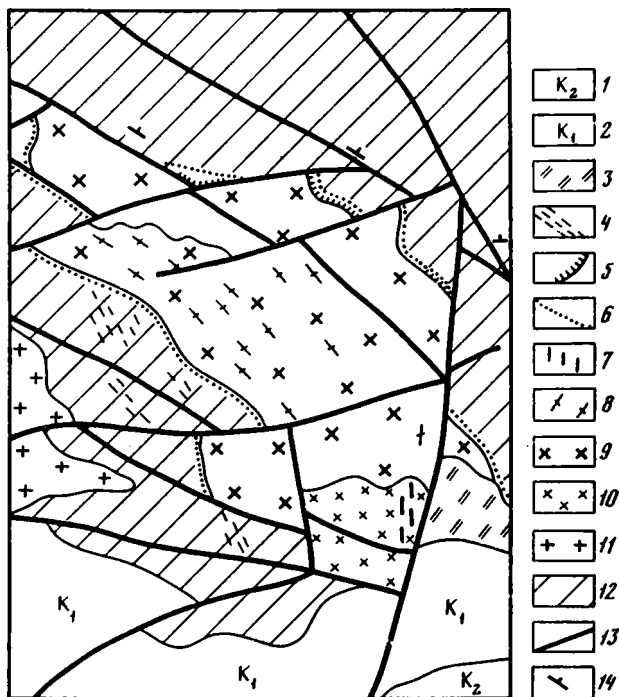


Рис. 8. Схематическая геологическая карта комплекса Баян-Хушу. Составлена В.А. Вертлибом, Г.М. Бодровым, В.И. Коваленко, В.С. Антипиным

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — нижний мел, манлайская свита (K_1, mn) — глыбовые и крупногалецные конгломераты, гравелиты, песчаники; 3—12 — верхняя юра, улугейская свита (J_3, ul): 3 — известняки, 4 — песчаники, 5 — алевриты, 6 — аргиллиты, 7 — трахиты, 8 — туфы трахитов, 9 — трахириолиты, 10 — туфы вулканитов кислого состава, 11 — сиениты, 12 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные отложения; 13 — сиенит-порфиры, субвулканические трахиты и трахидациты: а — пластовые тела, б — дайки; 14 — карбонаты; 15 — граниты (P); 16 — нижний-верхний силур, мандалобинская свита (S_{1-2}, mn) — песчаники, алевриты, линзы известняков; 17 — элементы залегания пород; 18 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — скрытые под четвертичными отложениями; 19 — структурные линии; 20 — границы: а — геологические, б — фациальные; 21 — зона целестинового штокверка

Рис. 9. Схематическая геологическая карта Цогт-Обинского массива (по К.А. Мосиондзу и др. с дополнениями авторов)

1 — аргиллиты, гравелиты, песчаники (K_2); 2 — конгломераты (K_1); 3 — дациты (?); 4 — кварцевые жилы; 5 — участки окварцевания; 6 — зоны ороговикования; 7 — карбонатитовые жилы; 8 — дайки сиенит-порфиров и микросиенитов; 9 — монзониты; 10 — кварцевые сиениты и лейкомонзониты; 11 — граниты и гранодиориты (Р); 12 — песчаники, известняки, андезиты, липариты (S_2-D_1); 13 — разломы; 14 — элементы залегания



ми и жилами. Для комплекса Баян-Хушу характерно развитие барит-целестиновой с флюоритом минерализации при подчиненной роли собственно карбонатитов, флюоритовых и кварцевых пород. Апатит-магнетитовые породы встречены только в юго-восточной части комплекса в пределах одной из крупных минерализованных зон

брекчирования, где слагают редкие маломощные (до 5–6 см) прожилки.

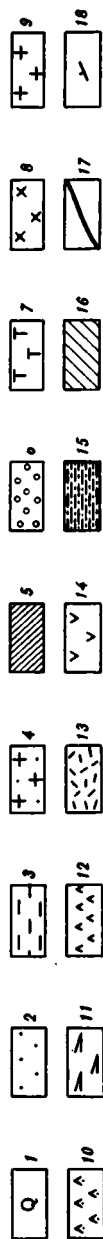
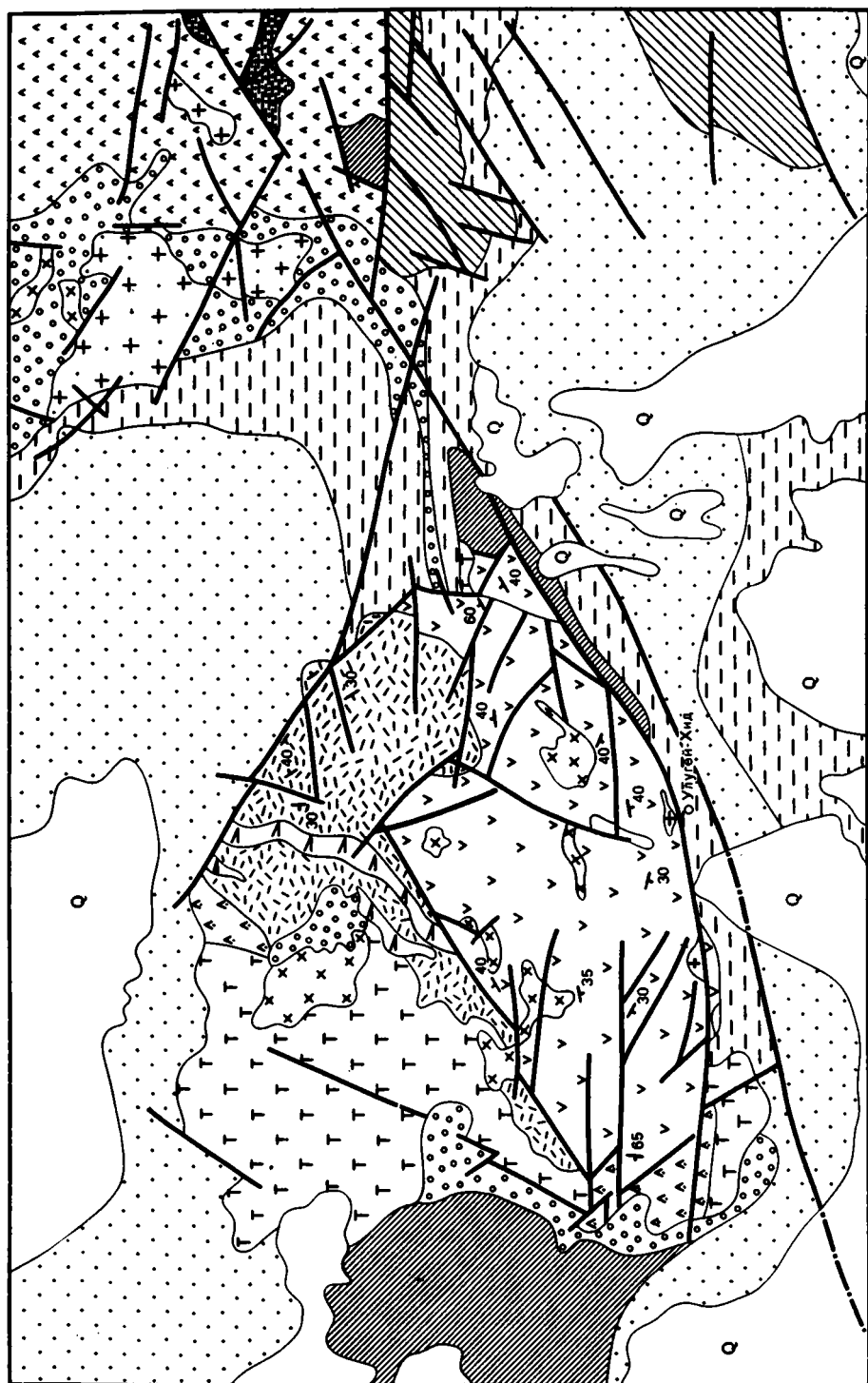
В целом, комплекс Баян-Хушу параллелизуется с комплексом Мушугай-Худук, в основном с его центральной более эродированной частью, в пределах которой развиты кольцевые структуры с проявлениями пород жерловой фации.

Цогт-Обинский массив сиенитов и монзонитов площадью около 15 км² залегает среди среднепалеозойских осадочных и вулканогенных пород (S_2-D_1), представленными песчаниками, известняками, липаритами и андезитами (рис. 9). Эти породы образуют стратифицированные толщи субширотного простирания, разбитые протяженными разломами того же простирания на серию тектонических блоков. На юге района массив перекрывается нижнемеловыми конгломератами.

В строении Цогт-Обинского массива участвуют субщелочные сиениты, монзониты, и лейкомонзониты, а также жилные карбонатиты и кварцевые породы. Преобладающее развитие имеют порфировидные средне- и мелкозернистые лейкократовые кварцевые сиениты и лейкомонзониты, прослеживающиеся в центральной части массива. Монзониты играют подчиненную роль, слагая южную часть массива. В контактах с сиенитами и лейкомонзонитами вмещающие породы ороговикованы (зоны мощностью до 3–4 м), а в зоне северного контакта фиксируется окварцевание известняков.

В пределах Цогт-Обинского массива наблюдается большое количество даек сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, кварцевых микросиенитов. Мощность даек до 3–4 м, протяженность до 300 м, простирание в основном северо-западное, в южной части массива — субмеридиональное. Дайковые породы встречены и среди вмещающих пород вблизи западного и южного контактов массива (см. рис. 9). Здесь же отмечаются частые жилы карбонатитов, силифицированных карбонатитов и кварцевых пород, ориентированные в северо-западном направлении. Кроме того, эти жилные породы обнаружены в пределах массива, главным образом в его южной части, среди щелочных сиенитов. Мощность жил 1,5–2 м, протяженность 200–250 м. В контактах жил отмечается брекчирование сиенитов и лейкомонзонитов с образованием брекчий с карбонатным или карбонатно-кварцевым цементом.

В пределах массива и вблизи его восточного контакта наблюдаются секущие дайки нижнемеловых липаритов северо-западного или субмеридионального простирания, видимо трассирующие разломы. Вероятно, эти образования являются аналогами липаритов, развитых западнее Цогт-Обинского массива в пределах комплексов Хэцу-Тэг и Дурбент-Дориту.



Улугейский комплекс. Вмещающие этот щелочной комплекс породы в основном представлены вулканогенно-осадочными образованиями каменноугольного и пермского возраста (рис. 10), слагающими стратифицированные толщи. В центральной части комплекса нижнекаменноугольные эффузивы среднего и основного состава, их туфы, туфопесчаники, алевролиты, конгломераты образуют широкое поле, которое с севера окаймляется более молодой туфогенно-осадочной толщей (C_2-P_1), представленной туфами и туффитами кислого состава, песчаниками, алевролитами, конгломератами, а также небольшими покровами эффузивов среднего состава. Палеозойские вулканогенно-осадочные толщи разбиты разломами на серию тектонических блоков (см. рис. 10). В юго-западной части района с породами щелочного комплекса контактируют пермские вулканы (базальты, андезито-базальты), среди которых обнаружены комендиты. Пермские покровные миндалекаменные базальты с агатами обнаружены в северной части комплекса. Здесь же отмечаются габброиды, слагающие два тела удлиненной формы, прорывающие палеозойские (C_2-P_1) туфогенно-осадочные породы.

Палеозойские породы и позднемезозойские щелочные вулканы Улугейского комплекса образуют низкогорный массив, окруженный депрессиями, в пределах которых прослеживаются нижне- и верхнемеловые осадки. Последние повсеместно перекрывают породы Улугейского щелочного комплекса.

Улугейский щелочной комплекс сложен эффузивными, субвулканическими и интрузивными породами (трахиты, нефелинсодержащие трахиты, латиты, сиениты, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры и др.), силикатными и карбонатно-силикатными пирокластами, силикатно-карбонатными брекчиями, магнетит-апатитовыми породами и карбонатитами. Все эти породы приурочены к крупной кольцевой структуре (диаметром около 20 км²), южная часть которой срезана крупным разломом северо-восточного простирания и перекрыта верхнемеловыми осадочными отложениями (см. рис. 10). Эта кольцевая структура пространственно приурочена к крупному грабену восток-северо-восточного простирания. В пределах комплекса фиксируются также более мелкие кольцевые структуры, с которыми связаны жерловые фации трахитов и их пирокласты, сиениты, проявления апатитовых пород, карбонатитов, минерализованные зоны брекчирования. В пределах наиболее крупной из таких структур (диаметром около 2 км) расположен Улугейский сиенитовый массив, находящийся в 4,5 км к северо-востоку от развалин монастыря Улугей-Хид.

Среди пород Улугейского комплекса преобладают щелочные эффузивы — плагиоклазсодержащие трахиты, слагающие в основном два крупных поля. Наиболее крупное из них ("Северное"), площадью около 60 км², расположено в западной и северо-западной частях низкогорного массива (см. рис. 10). К югу от него, в 12 км западнее развалин Улугей-Хид, находится другое крупное поле ("Южное"), площадью 8,5 км². Более мелкие выходы плагиоклазсодержащих трахитов наблюдаются в восточной части района. Наряду с покровными трахитами отмечаются их субвулканические и экструзивные разности, сопровождаемые пирокластами (туфобрекчиями, агломератами). Субщелочные трахиты в пределах Улугейского комплекса встречаются значительно реже, обнаружены в северной части комплекса в нижней части Северного поля (покровные и субвулканические образования).

Кроме трахитов, в строение полей щелочных эффузивов, и особенно Южного поля, важную роль играют нефелинсодержащие трахиты с плагиоклазом, образующие слои мощностью до 20–25 м и субвулканические жильные тела. Изредка среди них и трахитов встречаются латиты. Собственно фонолиты в Улугейском комплексе редки; в пределах Южного поля они выполняют отдельные жильные тела мощностью до 2–2,5 м.

Наиболее полный разрез щелочных вулканитов наблюдается в центральной и восточной частях Южного поля. Толща щелочных вулканитов общей мощностью до 90–95 м

Рис. 10. Схематическая геологическая карта Улугейского щелочного комплекса (по К.А. Мосиондзу и др. с дополнениями авторов)

1–3 — осадочные отложения: 1 — четвертичные, 2 — верхнемеловые, 3 — нижнемеловые; 4 — липариты (K_1); 5 — отложения цагандабской свиты (J_3-K_1 сс); 6 — валунник (J_3); 7 — трахиты с прослоями латитов; 8 — субвулканические трахиты, сиениты, сиенит-порфиры; 9 — кислые вулканы (P_1); 10 — базальты, андезито-базальты (P); 11 — габброиды (P); 12 — андезиты, андезито-базальты, липариты (C_2-P_1); 13 — туфогенно-осадочная толща (C_2-P_1); 14 — отложения сайншандинской свиты (C_1); 15 — отложения цагансубургинской свиты (C_1); 16 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (PZ_1); 17 — разломы; 18 — элементы залегания

с угловым несогласием залегает на пермских андезито-базальтах и комендитах, полого падая на юг под углами $5-15^\circ$. В основании разреза находится пласт (мощностью до 20 м) валуников с прослоями гравелитов. В валунах и гальке наряду с андезито-базальтами отмечаются комендиты и щелочные граниты ханбогдинского типа [59]. Гравелиты, тяготеющие к верхней части пласта, имеют трахитовый туфогенный цемент. В пределах пласта обычны скопления окаменелых деревьев прекрасной сохранности, особенно в северо-восточной части Южного поля. Выше пласта валуников прослеживается покров мощностью до 20–25 м серых и голубовато-серых афировых нефелин-содержащих трахитов, большей частью пузырчатых. В западной части Южного поля в основании этого покрова обнаружен слой голубоватых массивных нефелин-содержащих трахитов, выклинивающийся к востоку.

В верхней части покрова нефелин-содержащих трахитов наблюдаются линзовидные тела, сложенные трахитовыми пирокластами (в основном агломератами) с силикатным или карбонатно-силикатным цементом. Пирокластический материал присутствует также на поверхности пласта валуников и гравелитов, где встречены трахитовые вулканические бомбы размером до 1–1,5 м в поперечнике. Покров афировых нефелин-содержащих трахитов перекрывается вторым пластом (мощностью 8–10 м) валуников, в котором обнаружены округлые глыбы и галька как вмещающих пород, так и щелочных эффузивов. Выше этого пласта залегает слой трахитовых пирокластов (мощностью до 11 м), представленных сиреневато-серыми агломератами. Пирокласты перекрываются третьим пластом валуников, выклинивающимся как к западу, так и к востоку. В гальке этого пласта также встречены щелочные эффузивы. Еще выше по разрезу вновь прослеживаются трахитовые пирокласты, слагающие линзовидное тело мощностью до 6–7 м, выклинивающееся к западу.

На пирокластах залегает покров темно-серых пузыристых биотит-пироксеновых трахитов (иногда содержащих нефелин) мощностью 7–8 м, выше которого расположен покров серых порфировых пироксен-биотитовых трахитов мощностью 10–12 м. Среди последних отмечаются разности латитового состава. Трахиты перекрываются слоем трахитовых пирокластов, главным образом агломератов, мощностью до 8 м. Верхняя часть разреза щелочных вулканитов представлена покровом мощностью до 20 м серых порфировидных пироксен-биотитовых трахитов, среди которых также обнаружены латиты. Этот покров на юге перекрывается пластом валуников и конгломератов, содержащих глыбы и гальку пород основания и щелочных эффузивов. Подобные конгломераты и валуники перекрывают щелочные вулканиты в северной части Северного поля.

В целом переслаивающиеся пласты вулканитов и осадочных пород очень не выдержаны как по мощности так и по простираению, часто представляют собой линзовидные тела. Видимо, потоки лав здесь были неширокими и их излияние неоднократно прерывалось, сменяясь размывом вулканитов и вмещающих пород. Очевидно, вулканические продукты, прежде всего туфы, погребли под собой целый лес. Характерно, что во многих деревьях сохранились признаки углефикации. Это, по-видимому, свидетельствует о пожарах в древнем лесу, которые сопровождали вулканические явления.

Строение толщ щелочных вулканитов осложняется проявлением в пределах Северного и Южного полей экструзивных и субвулканических образований. В центральной части Южного поля наблюдается крупное экструзивное тело порфировидных светлых биотитовых трахитов (плаггиоклазсодержащих), прорывающих как афировые нефелин-содержащие трахиты и пирокласты, так и пласты валуников и гравелитов. В этом же районе распространены субпластовые и секущие жильные тела пироксеновых фонолитов и трахитов. Мощность этих тел до 2–2,5 м, длина до 1 км. Пироксеновые фонолиты и трахиты секут покровные трахиты, их пирокласты, а также экструзивные трахиты.

В пределах лавовых полей отмечаются в той или иной степени эродированные вулканические постройки, к которым приурочены проявления пород жерловой фации — агломератов (в том числе крупноглыбовых бомбовых пирокластов), порфировидных санидиновых трахитов, лавобрекчий, даек трахитов. Видимо, с формированием вулканических построек связано образование трахитовых экструзивов.

Интрузивные породы Улугейского щелочного комплекса образуют ряд массивов площадью до 6 км², среди которых наиболее сложное строение имеет Улугейский сиенитовый массив, расположенный в центральной части района (рис. 11). Этот массив, приуроченный к сводовой части антиклинальной структуры, прорывает нижнекаменноугольную вулканогенно-осадочную толщу, сложенную в основном андези-

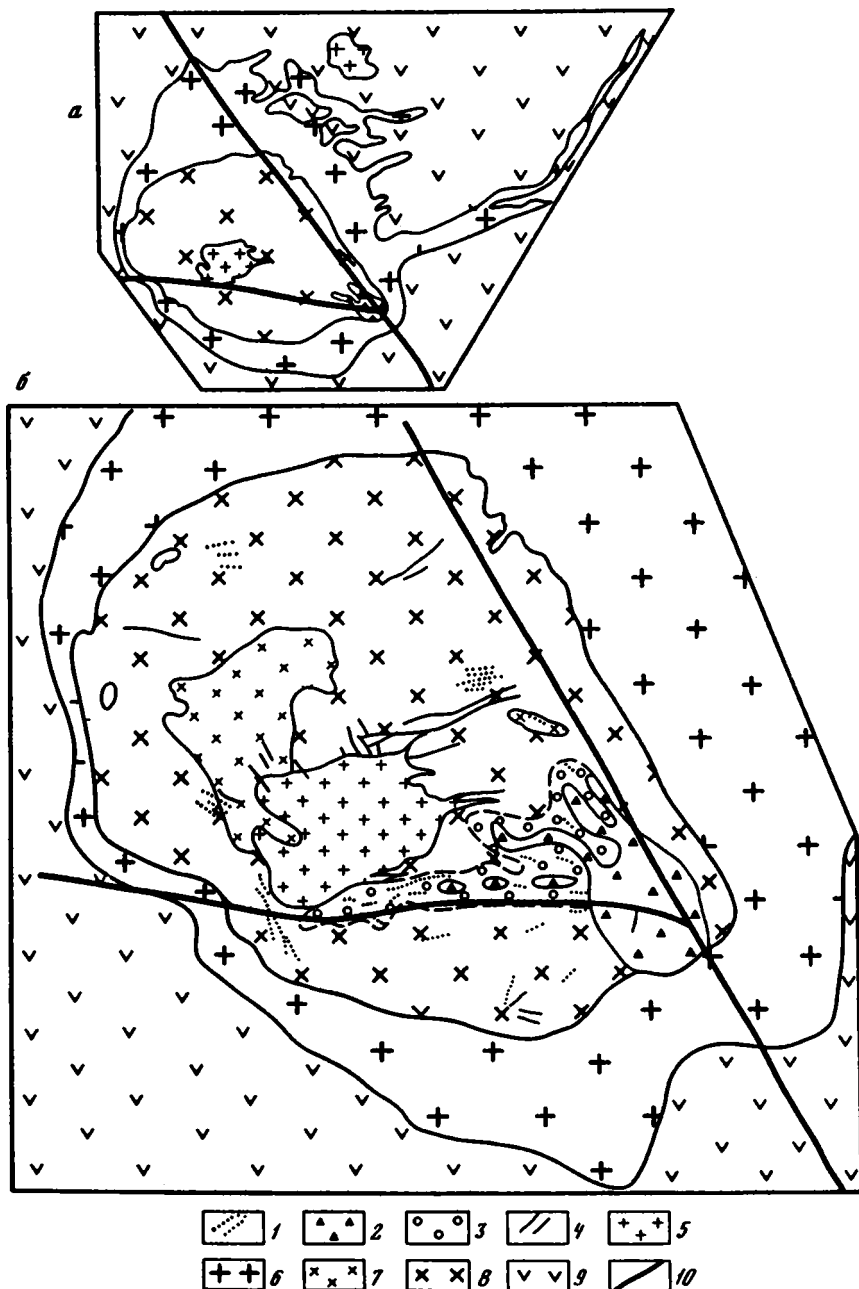


Рис. 11. Схематическая геологическая карта Улугейского сиенитового массива (а) и его центральной части (б). Составлена авторами, В.А. Кононовой и В.А. Первовым

1 – карбонаты и магнетит-апатитовые породы; 2 – карбонатно-силикатные брекчи; 3 – зоны катаклаза; 4 – дайки и жилы сиенит-порфиров и микросиенитов; 5 – кварцевые сиениты центральной части массива; 6 – кварцевые сиенит-порфиры периферической зоны; 7 – мезолитовые порфировидные сиениты и монцитониты; 8 – сиениты и щелочные сиениты центральной части массива; 9 – вулканогенно-осадочная толща (C_1); 10 – разломы

тами и андезито-базальтами. Площадь массива около 3 км^2 , форма округлая, осложненная крупными апофизами в восточном и северо-восточном его контактах с вмещающими породами (см. рис. 11)

Массив слагают плагиоклазсодержащие сиениты, нефелиновые сиениты, лейкомонцитониты, кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые сиениты, дайковые породы (сиениты, сиенит-порфиры, микросиениты), апатит-магнетитовые породы, карбонаты, брекчи с карбонатным цементом и др. Он имеет кольцевое строение. Внутренняя его часть в основном сложена сиенитами, окруженными кольцевой зоной из кварцевых сиенит-

порфиров. В центральной части сиенитового ядра наблюдается тело кварцевых сиенитов. К внутренней части массива приурочена подавляющая часть других пород, участвующих в его строении. Кольцевой массив пересекается довольно крупными разломами северо-восточного и субширотного простирания, вдоль которых фиксируется катаклаз, дробление и брекчирование сиенитов и кварцевых сиенит-порфиров. К таким разломам пространственно тяготеют проявления апатит-магнетитовых пород, карбонатитов, брекчий с карбонатным цементом и др. (см. рис. 11).

Наиболее ранние образования массива — сиениты центрального ядра. Большая часть этого ядра состоит из зеленовато-серых среднезернистых плагиоклазосодержащих сиенитов — биотит-пироксеновых, биотит-пироксен-амфиболовых, биотит-амфиболовых. Среди биотит-пироксеновых сиенитов встречаются нефелиносодержащие разновидности и биотит-пироксеновые нефелиновые сиениты. Наряду с массивными среднезернистыми сиенитами в пределах ядра массива отмечаются мезолитовые порфировидные сиениты, в том числе с мелкозернистой основной массой. Они образуют два участка, наиболее крупный из которых (площадь до 160×250 м) расположен в западной части массива. Вероятно, эти сиениты представляют собой зоны закалки сиенитов центрального ядра.

Кварцевые сиенит-порфиры, составляющие периферическую зону массива шириной 25—800 м, слагают пологозалегающее кольцевое тело, прорывающее как вмещающие породы, так и сиениты внутренней части массива. Контакты кварцевых сиенит-порфиров с вмещающими породами пологие ($10\text{--}20^\circ$), в восточной и северо-восточной частях массива осложнены серией апофиз, также обычно залегающих полого (вплоть до горизонтального залегания). Наиболее крупная апофиза кварцевых сиенит-порфиров наблюдается во вмещающих породах на расстоянии до 2,5 км от контакта массива. На северо-востоке серия апофиз кварцевых сиенит-порфиров образует крупное тело сложной формы. Выходы кварцевых сиенит-порфиров отмечаются также среди вмещающих пород вблизи северо-восточного и юго-западного контактов Улугейского сиенитового массива.

Контакт кварцевых сиенит-порфиров внешней зоны с сиенитами ядра пологий ($5\text{--}15^\circ$), резкий, интрузивный. Довольно обычны крутопадающие апофизы сиенит-порфиров мощностью 2—2,5 м, длиной до 50—60 м, а также дайки сиенит-порфиров в сиенитах мощностью до 1,5—2 м и протяженностью до 200 м.

Кварцевые биотитовые сиениты слагают тело сложной неправильной формы, прорывающее сиениты ядра. Контакт между этими породами пологий и резкий. Эндоконтактная фация кварцевых сиенитов представлена резко порфировидными серыми кварцевыми сиенит-порфирами с мелкозернистой основной массой. Восточный контакт кварцевых сиенитов с сиенитами ядра осложнен серией апофиз, в том числе крутопадающих, в основном северо-восточного простирания (см. рис. 11). Характерно, что в этих апофизах также наблюдаются кварцевые сиенит-порфиры.

В Улугейском сиенитовом массиве, в основном в пределах его ядра, фиксируются многочисленные пологие и крутопадающие дайки лейкократовых сиенитов, сиенит-порфиров и микросиенитов, секущие сиениты ядра, сиенит-порфиры периферической зоны и кварцевые сиениты. Мощность даек до 1,5—2 м, протяженность до 200 м, в зонах контакта дайковые породы нередко закалены.

Во внутренней части массива обнаружены карбонатно-силикатные брекчии, магнетит-apatитовые породы, карбонатиты и другие рудоносные образования. Они расположены большей частью среди сиенитов ядра и очень редки в сиенит-порфирах периферической зоны и в кварцевых сиенитах (см. рис. 11). Карбонатно-силикатные брекчии, приуроченные к зоне пересечения двух разломов запад-северо-западного и северо-северо-западного простирания (см. рис. 11), слагают тело овальной формы размером 150×180 м и отходящие от него три линейные зоны мощностью до 15—20 м и протяженностью до 160 м. Это тело и сопряженные с ним линейные зоны протягиваются в северо-северо-западном направлении, в целом согласно простиранию одного из разломов (см. рис. 11). Небольшие линзовидные тела карбонатно-силикатных брекчий (размером до 15×35 м) прослеживаются в субширотном направлении согласно простиранию другого крупного разлома. Рассматриваемые брекчии в обломках содержат слабо карбонатизированные сиениты, редко сиенит-порфиры, а в цементе — карбонатное (кальцитовое) вещество, которое составляет 10—60% объема породы. В пределах овального тела брекчий отмечена секущая их крутопадающая дайка среднезернистого массивного лейкократового сиенита. Судя по этому факту, карбонатно-силикат-

ные брекчии образовались еще до полного завершения магматической деятельности в пределах массива.

С проявлениями карбонатно-силикатных брекчий сопряжены зоны интенсивного катаклаза в сиенитах, окаймляющие линейно вытянутые тела брекчий (см. рис. 11). Наиболее крупная зона катаклаза в сиенитах, шириной до 60 м, прослеживается в субширотном направлении на расстоянии 350 м. К этой зоне приурочены основные проявления магнетит-апатитовых пород и карбонатитов.

Магнетит-апатитовые породы в пределах массива довольно редки. Они образуют тела неправильной и жильной формы площадью до 2×3 м, залегают среди сиенитов, часто в той или иной мере катаклазированных; контакты с ними резкие. Тончайшие магнетитовые прожилки (с апатитом) секут кварцевые сиениты. Отмечается пересечение жильных магнетит-апатитовых пород дайкой лейкократового сиенита.

В юго-восточной части сиенитового ядра встречены также своеобразные халцедон-апатитовые породы. В Улугейском массиве кальцитовые карбонатиты распространены более широко, чем апатитовые породы. Они слагают тела жильной, реже неправильной формы. Мощность карбонатитовых жил 1,5 м, протяженность до 90 м, падение их пологое (до $15-25^\circ$) или крутое (до $70-80^\circ$). Карбонатиты секут практически все интрузивные щелочные, а также магматит-апатитовые породы. Обычно контакты между карбонатитами и более ранними образованиями резкие. В то же время отмечены карбонизация магнетит-апатитовых пород с образованием карбонатитов, богатых апатитом.

В пределах Улугейского сиенитового массива достаточно широко проявлены силификация карбонатитов, приводящая к образованию карбонатно-кварцевых (халцедоновых) пород. Видимо, с процессом силификации связано формирование халцедон-апатитовых пород. Кроме того, наблюдаются маломощные жилы, сложенные массивными и брекчиевидными гематит-кварцевыми (халцедоновыми) породами, более поздними по отношению к карбонатитам.

Таким образом, выявляется следующая последовательность образования пород, слагающих Улугейский сиенитовый массив: 1) сиениты внутренней части массива, 2) кварцевые сиениты периферической зоны и кварцевые сиениты, 3) магнетит-апатитовые породы и карбонатно-силикатные брекчии, 4) карбонатиты, 5) силифицированные породы и кварцевые жилы. Большая часть дайковых сиенитов образовалась раньше магнетит-апатитовых пород и карбонатно-силикатных брекчий. Однако часть дайковых сиенитов сформировалась явно позже этих пород.

Особенностью Улугейского сиенитового массива, как и всего щелочного комплекса, является слабое проявление рудоносных пород, особенно флюоритовых, барит-целеститовых и обогащенных редкоземельной минерализацией. В этом плане Улугейский массив сравним с интрузивным Цогт-Обинским массивом щелочных пород.

В северо-восточной части района распространения пород щелочного Улугейского комплекса (см. рис. 10) наблюдаются выходы позднемезозойских базальтов и липаритов. Базальты образуют маломощный покров, залегающий на конгломератах, содержащих гальку трахитов. Еще более поздними являются покровы липаритов. Следовательно, и в этом районе отмечаются три толщи позднемезозойских магматических пород, которые отчетливо параллелизуются с толщами, выявленными в районе к северу от г. Даланздагада (комплексы — Хэцу-Тэг, Мушугай-Худук, Дурбент-Дориту).

Комплекс Хавтагай-Ула представлен покровом щелочных эффузивов мощностью до 20 м, залегающим на нижне-среднедевонской туфогенно-осадочной и позднемезозойской осадочной толщах. Падение покрова пологое на север (под углами $5-15^\circ$). На севере покров перекрывается нижнемеловыми осадками (рис. 12). Щелочные эффузивы приурочены к широтному грабену, слагая в его пределах узкий ($0,2-1,2$ км) прогиб, линейно вытянутый также в широтном направлении. Покров площадью около $5,5 \text{ км}^2$ в основном состоит из серых латитов при подчиненной роли плагиоклазсодержащих трахитов. Эффузивы большей частью пузыристые или трубчато-пузыристые, в нижней части — массивные. Среди щелочных эффузивов отмечаются маломощные округлые и линзовидные тела пирокластов, содержащих в обломках латиты и трахиты, их шлаки, а в цементе туфогенный трахитовый материал. Нередко в цементе присутствует карбонат. Другие разности щелочных вулканитов, а также интрузивные породы и рудоносные образования в районе горы Хавтагай-Ула пока не выявлены.

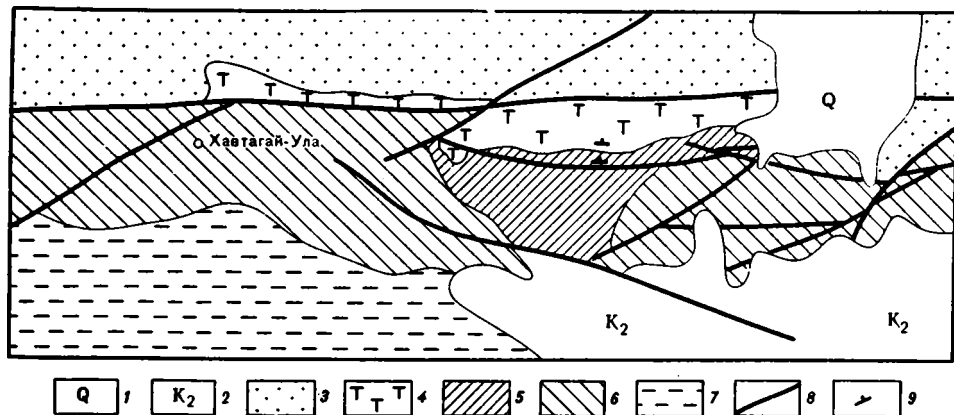


Рис. 12. Схема геологического строения комплекса Хавтагай-Ула (по К.А. Мосиондзу и др. с до-
бавлениями авторов)

1—3 — осадочные отложения: 1 — четвертичные, 2 — верхнемеловые, 3 — нижнемеловые; 4 —
трахит-латиты (J_3); 5 — песчаники, гравелиты, глинистые породы (J_3); 6 — туфокогломераты,
туфы, туфиты среднего состава, известняки (D_1-2); 7 — глинистые сланцы, песчаники, кремни-
стые породы (D_2-3); 8 — разломы; 9 — элементы залегания

ВОЗРАСТ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Судя по немногочисленным специальным биостратиграфическим исследованиям, проведенным В.Ф. Шуваловым и Т.В. Николаевой [5], в пределах Мушугайского комплекса возраст позднемезозойских щелочных вулканических и plutонических пород соответствует интервалу верхняя юра — нижний мел. Бат-келловейская фауна была обнаружена в осадочных прослоях известняков (вершина с названием "Шапка Мономаха" к северу от выхода меланефелинитов), которые параллелизуются с пачкой осадков между толщей меланократовых щелочных вулканитов ($MZ_1 tr_1$) и толщей субщелочных лейкотрахитов ($MZ_2 tr_2$). Эта осадочная толща содержит прослои трахитовых туфов и принадлежит к трахитовой части разреза (рис. 13 (см. вкл.), 14, 15).

В прослое известняков осадочной пачки мощностью до 50 м, залегающем на толще базальтов ($MZ_2 b$), В.Ф. Шуваловым и Т.В. Николаевой обнаружены остатки пресноводных моллюсков неокомского возраста (определения Г.Г. Мартинсона). На основании этих данных возраст щелочных комплексов датируется интервалом от конца средней юры до нижнего мела.

Как уже указывалось, между трахитовой и базальтовой частями позднемезозойского разреза вулканитов намечается существенный стратиграфический перерыв, в течение которого не только интенсивно размывались вулканические и plutонические щелочные породы, но и формировалась кора выветривания на трахитах. При этом допускалось, что этот перерыв в вулканической деятельности приходится на границу верхней юры и нижнего мела, в связи с чем трахиты относились к верхней юре, а щелочные базальты — к нижнему мелу.

В настоящее время имеется уже значительное количество калий-аргоновых определений возраста рассматриваемых пород, частично приведенных в публикациях [4, 44], а также неопубликованные данные датировок по материалам авторов. Все эти определения абсолютного возраста, выполненные в геохронологических лабораториях ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ СО АН СССР, представлены в табл. 1.

Из анализа калий-аргоновых датировок изученных пород (см. табл. 1) могут быть сделаны следующие выводы.

1. Датировка калий-аргоновых возрастов (179—121 млн. лет) охватывает интервал от байоса юрской системы до границы баррема и готерива в меловой системе [51]. Это весьма близко к интервалу возрастов (от бат-келловей юры до неокома мела), полученному по результатам изучения органических остатков в осадочных прослоях. Нижняя возрастная граница щелочных пород по данным калий-аргоновой геохронологии согласуется с биостратиграфическими данными, если учесть, что цифры порядка 179 млн. лет редки, а наиболее часто встречающиеся древние цифры не превышают 161 млн. лет (келловей). Следовательно, калий-аргоновые датировки хорошо фиксируют реальный возраст щелочных пород. Это также подтверждается удовлетвори-

Таблица 1

**Данные определения возраста позднемезозойских щелочных комплексов
Южной Монголии К-Аг методом**

Номер пробы	Комплекс, порода	Материал	Индексация (см. рис. 15)	Возраст, млн. лет *
1	2	3	4	5
<i>Мушугай-Худук</i>				
Муш 1897	Меланефелинит	Слюда	MZ ₁ tr ₁	144±4
673/74	Мезократовые сиениты	Порода	MZ ₂ tr ₁	153±6
674/74	Шонкинит-порфиры	"	MZ ₂ tr ₁	148±6
878/75	"	Санидин	MZ ₂ tr ₁	144±5
878/75	"	Слюда	MZ ₂ tr ₁	138±5
Муш 1871	Субщелочной трахит	"	MZ ₂ tr ₂	142±4
623/74	Меланократовый трахит, северо-западный участок	Порода	MZ ₂ tr ₂	145±6
979/75	Субщелочной трахитовый витрофир, там же	Санидин	MZ ₂ tr ₂	145±5
979/75	То же	Слюда	MZ ₂ tr ₂	142±5
625/74	Субщелочной лейкотрахит	Порода	MZ ₂ tr ₂	152±6
627/74	"	"	MZ ₂ tr ₂	144±6
664/74	Субщелочной сиенит	"	MZ ₂ tr ₂	140±6
115/1-B	"	"	MZ ₂ tr ₂	143±5
Муш 1895	Субщелочной сиенит, массив Южный	Слюда	MZ ₂ tr ₂	179±5
Муш 1916	Трахиродацит	"	MZ ₂ tr ₃	135±4
657/74	Трахидациит	Порода	MZ ₂ tr ₃	145±6
980/75	"	Санидин	MZ ₂ tr ₃	135±6
Муш 1913	Латит	Слюда	MZ ₂ tr ₄	135±4
Муш 1886	Магнетит-апатит-флюоритовая порода	"	MZ ₂ tr ₂	121±6
Муш 1902	То же	"	MZ ₂ tr ₂	138±4
953/75	Щелочной базальт, северо-западный участок	Порода	MZ ₂ b	127±5
ДД 4197	Стекло онгонит-риолита	"	MZ ₂ l	117±6
ДД 4208/12	Онгонит-риолит	"	MZ ₂ l	115±6
ДД 4208/20	"	"	MZ ₂ l	118±6
646/74	Базальт из щитовых вулканов	"	MZ ₂ l	99±7
<i>Улугейский комплекс</i>				
5/3	Субщелочной трахит	Стекло	MZ ₂ tr ₂	175±6
5/1	"	Слюда	MZ ₂ tr ₂	156±6
5/2	"	Полевой шпат	MZ ₂ tr ₂	151±6
9	Сиенит	Слюда	MZ ₂ tr ₂	153±6
10	"	"	MZ ₂ tr ₂	149±6
11	Граносиенит	"	MZ ₂ tr ₂	157±6
12	"	"	MZ ₂ tr ₂	148±6
13	Кварцевый сиенит-порфир	"	MZ ₂ tr ₂	151±6
8	Карбонатизированная брекчия	"	MZ ₂ tr ₂	159±6
6	Латит	"	MZ ₂ tr ₄	152±6
7	"	"	MZ ₂ tr ₄	152±6
<i>Другие комплексы</i>				
Муш 4045	Субщелочной трахит, комплекс Хэцу-Тэг	Слюда	MZ ₂ tr ₂	161±5
Муш 4044	Нефелинсодержащий латит, комплекс Хэцу-Тэг	"	MZ ₂ tr ₄	144±4
1/1	Трахилипарит, Цаган-Усхийн-Булак	"	MZ ₂ l	124±4
1/2	То же	Полевой шпат	MZ ₂ l	126±5
2/1	"	Слюда	MZ ₂ l	124±4
2/2	"	Полевой шпат	MZ ₂ l	122±4

Т а б л и ц а 1 (окончание)

1	2	3	4	5
2/3	Трахилипарит, Цаган-Усхийн-Булак	Стекло	MZ ₁ l	124±4
3/1	То же	Слюда	MZ ₂ l	125±4
3/2	"	Полевой шпат	MZ ₂ l	130±5
3/3	"	Стекло	MZ ₂ l	124±4
4/1	"	Слюда	MZ ₂ l	123±4
4/2	"	Полевой шпат	MZ ₂ l	128±4
4/3	"	Стекло	MZ ₂ l	135±5
	Стениты, комплекс Баян-Хушу	Порода, полевой шпат, слюда	MZ ₂ tr ₂	143–145

* Данные авторов (лаборатории ИГЕМ АН СССР и ГЕОХИ СО АН СССР) и по [4, 5, 44].

тельной сходимостью калий-аргоновых возрастов между породой, полевым шпатом, слюдой, а также полевым шпатом, слюдой и стеклом ([44], см. табл. 1), что свидетельствует о хорошей сохранности радиогенного аргона в изучаемых объектах и о пригодности этих пород к геохронологическим исследованиям.

2. Калий-аргоновые возрасты всех изученных комплексов статистически четко разделяются на две группы: а) все породы трахитовой части (MZ₂tr) разреза с возрастными 179–135 млн. лет; б) щелочные базальты (MZ₂b) и трахилипариты (MZ₂l) с возрастными 130–122 млн. лет. Эти две возрастные группы разделяются рубежом на границе берриаса и валанжина самых низов нижнего мела. Следовательно, калий-аргоновые датировки подтверждают допущение о верхнеюрском возрасте базальтовой и липаритовой частей разреза.

3. Возрастное расчленение внутри трахитовой части разреза, с одной стороны, и базальт-трахилипаритовой — с другой, по данным калий-аргоновой геохронологии невозможно. Остается расчленение их по геологическим соотношениям.

4. Сопоставление калий-аргоновых датировок трахитовой и базальтовой частей позднемезозойского разреза в различных комплексах свидетельствует о близости времени их формирования в пределах верхней юры и нижнего мела соответственно. Правда, данных по возрасту других комплексов пока немного. Не исключено, что породы Улугейского комплекса в среднем несколько более древние, чем однотипные породы Мушугайского комплекса. Этот вывод остается пока весьма проблематичным, и для его обоснования требуются более детальные биостратиграфические и геохронологические исследования.

Таким образом, по данным биостратиграфических и геохронологических исследований возраст собственно щелочных пород рассматриваемых комплексов соответствует верхней юре, а базальтов и трахилипаритов — нижнему мелу. Именно в это время на востоке Монголии сформировалась чойбалсанская серия позднего мезозоя [11, 40].

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ОРУДЕНЕНИЯ В РАЙОНАХ ПРОЯВЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ МУШУГАЙ-ХУДУК – ХЭЦУ-ТЭГ – ДУРБЕНТ-ДОРИТУ

Из представленного выше описания различных участков проявления магматических комплексов, с которыми в Монголии связаны карбонатиты, выявляется достаточно широкий спектр составов пород. К сожалению, нет ни одного участка, в пределах которого проявились бы все разновидности пород. В связи с этим для выявления общей последовательности образования пород, имеющей первостепенное значение для понимания их генезиса и условий локализации оруденения, необходимо рассмотреть взаимоотношения пород на главнейших участках и осуществить их корреляцию для вулканических и плутонических пород, а также для оруденения района Мушугай-Худук – Хэцу-Тэг – Дурбент-Дориту-Ула (см. рис. 13).

Вулканические породы. Схема корреляции позднемезозойских вулканитов рассматриваемого района показана на рис. 14. Нижняя часть разреза наиболее полно представ-

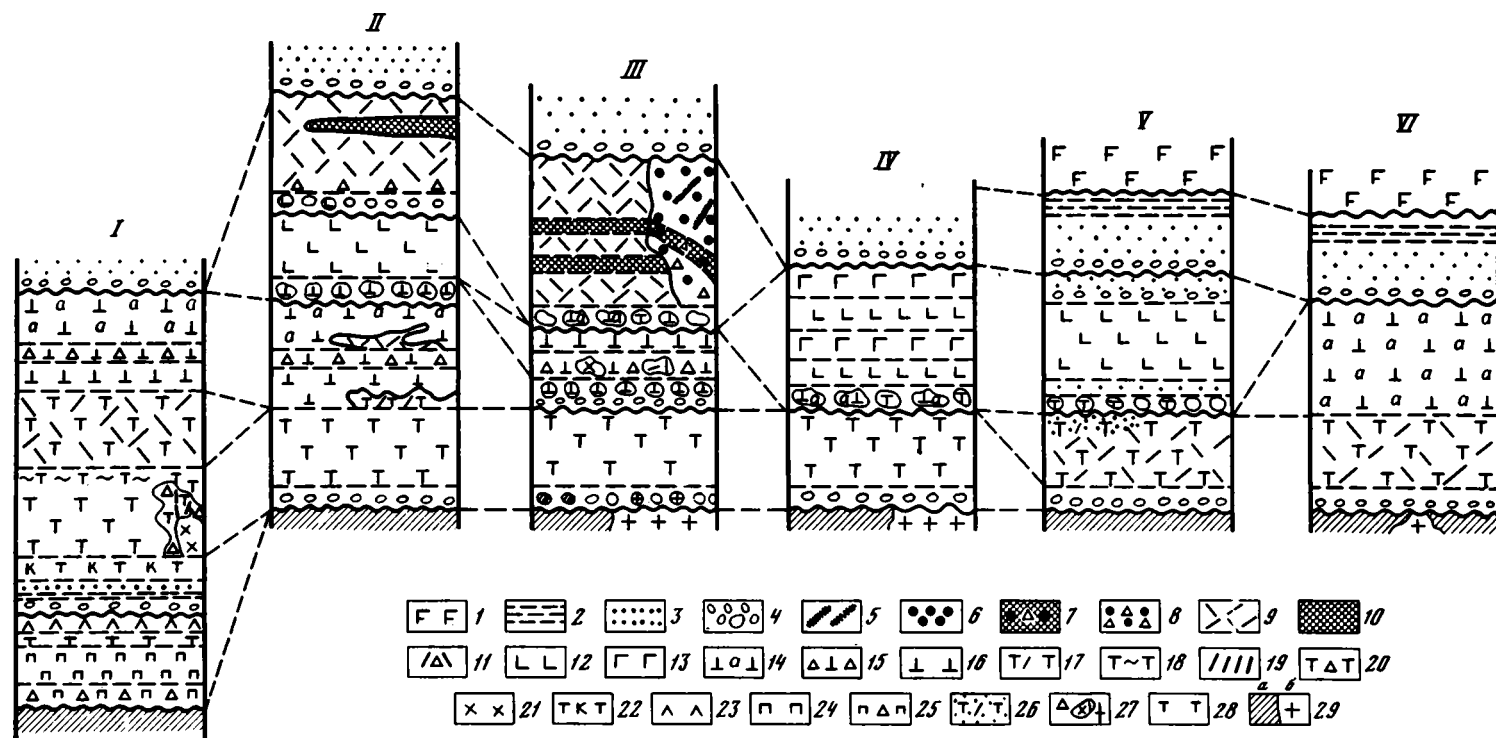


Рис. 14. Корреляция разрезов вулканических пород в районе комплексов Мушугай-Худук – Дурбент-Дориту-Ула – Хэцу-Тэг

I–VI – комплексы: I – Мушугай-Худук, II – Дурбент-Дориту, III – Хэцу-Тэг (район горы Тэг-Ула), IV – Хэцу-Тэг (юго-восточная часть), V – Мушугай-Худук (северо-западный участок), VI – Мушугай-Худук (юго-западный участок): 1 – кайнозойские базальты; 2–4 – верхнемеловые отложения: 2 – глинистые породы, 3 – песчаники, 4 – конгломераты, гравелиты, валунники; 5 – жилы флюорита; 6 – онгониты; 7 – стекла онгонитов; 8 – агломераты и туфы трахилипаритов и онгонитов; 9 – трахилипариты; 10 – стекла трахилипаритов; 11 – стекловатые агломераты трахилипаритов; 12 – базальты пузыристые, миндалекаменные; 13 – базальты массивные; 14 – амфиболовые трахит-латиты; 15 – агломераты трахит-латитов; 16 – пироксен-биотитовые трахит-латиты; 17 – трахириодациты; 18 – игнимбриты трахитов; 19 – карбонатиты, магнетит-апатитовые и другие рудоносные породы; 20 – агломераты трахитов; 21 – сиениты; 22 – калиевые феолиты; 23 – мелалейцититы; 24 – меланефелиниты; 25 – пирокласты меланефелинитов–мелалейцититов; 26 – кора выветривания на трахитах; 27 – обломки сиенитов в агломератах трахит-латитов; 28 – субщелочные трахиты и лейкотрахиты; 29 – палеозойские образования: а – осадочно-метаморфические, б – гранитоиды

нитов и залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на палеозойских осадочных толщах и гранитах.

В районе Мушугай-Худук непосредственно на субщелочных трахитах и лейкотрахитах залегает толща более кислых вулканитов, которые можно отнести к трахидацитами—трахириодацитами. Среди вулканитов имеются субвулканические тела пород такого же состава. Эта толща очень не выдержана по мощности и в полном виде представлена только на участках, расположенных к западу и северо-востоку от колодца Мушугай-Худук (см. рис. 14). В пределах комплекса Дурбент-Дориту трахидациты—трахириодациты слагают только отдельные субвулканические тела на границе толщи субщелочных трахитов и лейкотрахитов и более молодых вулканитов. В пределах участков гор Хэцу-Тэг и Тэг-Ула белые трахидациты—трахириодациты встречаются только в валунах и гальке на размытой поверхности толщи трахитов.

Более молодая трахит-латитовая толща в пределах участка Мушугай-Худук согласно залегает на трахидацитах—трахириодацитах. Она представлена темно-серыми лавами и агломератами. В основании толщи обычно залегают плагиоклазсодержащие трахиты и латиты с вкрапленниками пироксена, биотита и полевого шпата, а в верхах — разновидности с вкрапленниками амфибола.

Трахит-латитовая толща прослеживается также в пределах комплекса Дурбент-Дориту, где она залегает на субщелочных трахитах и лейкотрахитах. Перерыв между трахит-лейкотрахитовой и трахит-латитовой толщами здесь не отмечается, что свидетельствует о выклинивании на этом участке толщи трахидацитов—трахириодацитов. В пределах комплекса Хэцу-Тэг известково-щелочные трахиты и латиты, видимо, в основном размыты, поскольку они отмечаются в гальках и валунах рыхлых конгломератов и валунников, залегающих на размытой поверхности трахитов. При этом крупноглыбовый валунник резко обогащен обломками амфиболсодержащих трахитов и латитов, которые, по-видимому, мало переместились по сравнению со стратиграфическим положением их коренных выходов. В северной части участка между горами Хэцу-Тэг и Тэг-Ула сохранились коренные выходы нефелинсодержащих трахитов с вкрапленниками биотита и полевого шпата, залегающих на крупноглыбовых агломератах, среди обломков которых встречаются огромные (до нескольких метров в поперечнике) глыбы сиенитов, а также рудных магнетит-апатитовых пород. Эти агломераты залегают на упомянутом выше валуннике и конгломерате. По-видимому, нефелинсодержащие трахиты занимают в этом районе наиболее высокое стратиграфическое положение в толще трахитов и латитов.

Трахит-латитовая толща завершает разрез позднемезозойских вулканитов комплекса Мушугай-Худук. На ней с резким размывом залегает толща рыхлых красноватых осадков верхнемелового возраста (сайшандинская и барунгойобская свиты) [40]. Однако на других участках отмечается дальнейшее наращивание к верху разреза позднемезозойских вулканитов. Наиболее полно эта часть разреза проявлена в районе комплексов Дурбент-Дориту и Хэцу-Тэг. В районе горы Дербент-Дориту-Ула на размытой поверхности амфиболсодержащих трахит-латитов залегает толща миндалекаменных базальтов, в основании которой прослеживается слой конгломератов и вулканитов с гальками и валунами трахит-латитов, а также различных палеозойских пород.

Толща миндалекаменных базальтов расположена на размытой поверхности трахитов в южной части участка гор Хэцу-Тэг и Тэг-Ула. На северо-западном участке комплекса Мушугай-Худук миндалекаменные базальты залегают на размытой поверхности субщелочных лейкотрахитов и даже на коре выветривания [5]. Базальты согласно перекрываются пачкой осадочных пород, в песчаниках которой В.Ф. Шуваловым и Т.В. Николаевой обнаружены остатки пресноводных моллюсков неокотского возраста (по определению Г.Г. Мартинсона). На всех изученных участках отсутствие толщи миндалекаменных базальтов попадает в область стратиграфического несогласия, в связи с чем возможно предположение о повсеместном развитии этих базальтов в рассматриваемом районе и о размыве их на некоторых участках (см. рис. 14).

Выше толщи миндалекаменных базальтов расположена толща трахириодацитов—трахилипаритов. Взаимоотношения этих толщ четко фиксируются только на участке Дурбент-Дориту-Ула (см. рис. 14); они впервые установлены В.В. Ярмолюком. Здесь на размытой поверхности базальтов с резким несогласием с конгломератами и вулканитами в основании залегает упомянутая толща трахириодацитов—трахилипаритов (см. рис. 7). В гальках базального конгломерата имеются базальты. Толща трахири-

дацитов—трахилипаритов начинается с пачки туфов и англомератов, часто кремнистых. На них залегают переслаивающиеся пачки порфировых кислых лав и стекол. Иногда на туфах и агломератах размещается слой перлитовых кислых вулканитов с "шаровой" текстурой.

В северной части участка гор Хэцу-Тэг и Тэг-Ула трахириодациты и трахилипариты также относятся к самым молодым вулканитам, но залегают они не на базальтах, а на трахитах. Между толщами трахитов и трахириодацитов—трахилипаритов имеется существенный перерыв с образованием конгломератов и валуников, в гальке которых имеются трахит-латиты, субщелочные лейкотрахиты, нефелинсодержащие трахиты, трахидациты—трахириодациты и другие породы. Здесь толща кислых вулканитов залегает непосредственно на конгломератах и валунниках без промежуточного туфоагломератового слоя. В толще наиболее широко распространены порфировые трахилипариты, переслаивающиеся с линзами трахилипаритовых стекол.

Вершина горы Тэг-Ула сложена онгонитами [29], причем соотношения онгонитов с толщей трахитов такие же, как у описанных выше трахириодацитов—трахилипаритов (см. рис. 14). Но в отличие от последних онгониты формируют преимущественно слои пирокластов, часто туфов с обломками флюорита и флюоритизированных пород. По-видимому, онгонитами сложена палеовулканическая постройка. Они секутся жилами темно-фиолетового флюорита, аналогичными в известных месторождениях плавикового шпата Восточной Монголии.

Практически на этом кончается разрез вулканитов района Мушугай-Худук — Хэцу-Тэг — Дурбент-Дориту-Ула. Выше расположены красноцветные отложения верхнего мела. Однако к северо-западу от колодца Мушугай-Худук выявлены более молодые вулканические постройки, которые относились к кайнозойскому времени [10]. Единичное определение калий-аргонового возраста оливиновых базальтов этих щитовых вулканов дало цифру 99 млн. лет [5], т.е. верхнемеловой возраст. Но эти данные нуждаются в проверке, поскольку аналогичные постройки по всей Восточной Монголии не моложе третичного возраста [14]. В связи с этим более молодые, чем верхнемеловые красноцветы, оливиновые базальты авторы не относят к позднемезозойским образованиям.

На основании вышеизложенных данных составлен общий разрез позднемезозойских вулканитов района Мушугай-Худук — Хэцу-Тэг — Дурбент-Дориту-Ула (см. рис. 15). По главным стратиграфическим несогласиям он может быть разделен на три части: нижнюю по преобладанию трахитов можно назвать трахитовой ($MZ_2 tr$), среднюю — базальтовой ($MZ_2 b$) и верхнюю — липаритовой ($MZ_2 l$). Принципиальной задачей будущих исследований является более строгое стратиграфическое обоснование возраста каждой из этих частей колонки.

В пределах трахитовой части разреза четко выделяются толщи (снизу вверх): 1) меланократовых щелочных вулканитов с редкими прослоями трахитов ($MZ_2 tr_1$); 2) субщелочных трахитов и лейкотрахитов ($MZ_2 tr_2$); 3) трахидацитов—трахириодацитов ($MZ_2 tr_3$); 4) трахит-латитов ($MZ_2 tr_4$). На основе этой индексации построена схема распространения позднемезозойских вулканитов в районе Мушугай-Худук — Хэцу-Тэг — Дурбент-Дориту-Ула (см. рис. 13).

Плутонические и субвулканические породы. Кроме описанных выше вулканитов, имеющих площадное стратиграфически пластовое распространение, выявлены также остатки палеовулканических аппаратов, в пределах которых отмечается тесная связь вулканитов и плутонических пород, широкое распространение пирокластических пород, резкая фациальная изменчивость магматических пород, наличие субвулканических разновидностей пород (эффузивного облика, но в интрузивных телах), тесная связь всех магматических пород с орудением. Часто такие остатки палеовулканических аппаратов имеют геоморфологическое выражение в виде кальдер проседания, кольцевых структур и др.

Между магматическими породами палеовулканических аппаратов и собственно плутоническими имеются постепенные переходы. Видимо, плутонические породы представляют собой более глубинные горизонты тех же палеовулканических аппаратов.

В пределах участка Мушугай-Худук наиболее ранние плутонические породы — шонкинит-порфиры, слагающие дайки в толще меланократовых щелочных лав. Они пересекают пласт шлаков трахитов, но, видимо, перекрываются мелалейцититами. Соотношения этих даек с другими плутоническими породами района не отмечались.

Несомненно, более поздними плутоническими породами района являются разнообразные сиениты, в том числе мезолитовые щелочные сиениты (шонкинит-сиениты), которые пересекаются жилами сиенит-порфиров, являющимися апофизами сиенитовых массивов (см. рис. 3). Последние пересекают толщу меланократовых щелочных вулканитов, а также мелкозернистые туфы калиевых фонолитов, залегающие в основании толщи субщелочных трахитов и лейкотрахитов (см. рис. 3). В связи с этим возраст их не древнее нижней части толщи субщелочных трахитов и лейкотрахитов. Судя по единичным жилам сиенит-порфиров, находящихся в более высоких горизонтах этой толщи, завершение формирования сиенитовых массивов, по-видимому, синхронно образованию палеовулканических аппаратов.

В толще трахидацитов—трахириодацитов имеются интрузивные дайки и пластовые тела такого же состава, как и вмещающие вулканиты. К собственно интрузивным породам на участке Мушугай-Худук относится мощная дайка кварцевых порфиров (порфировых липаритов), которая пересекает не только магматические породы района, но также жилы рудного комплекса. В свою очередь, она пересекается маломощными жилами без редкометальной минерализации. Вероятнее всего, эта дайка стратиграфически близка к верхней липаритовой части разреза (см. рис. 15).

Таким образом, последовательность образования собственно плутонических пород района в пределах времени образования трахитовой части разреза следующая: 1) шонкинит-порфиры; 2) мезолитовые щелочные сиениты; 3) лейкократовые сиениты и сиенит-порфиры (в том числе нефелин- и кварцсодержащие); 4) трахидациты—трахириодациты.

Собственно палеовулканические аппараты стратиграфически тяготеют к толще субщелочных трахитов и лейкотрахитов. Примеры таких структур приводились при описании конкретных участков. Как правило, такие структуры выполнены разнообразными агломератами и туфами, обломки которых представлены трахитами и лейкотрахитами и разнообразными породами основания, а цемент — часто карбонатный. Среди агломератов и туфов имеются линзы стекол, прослои игнимбритов. В качестве эруптивных тел имеются дайки и штоки субщелочных трахит-лейкотрахитов, богатых вкрапленниками. Обычно в более глубоко эродированных частях таких аппаратов широко распространены тела эруптивных брекчий, состоящих из богатых лейкотрахитов с карбонатным цементом. Такие участки являются рудоносными и обогащены жилами карбонатитов и апатитовых пород. Разрез таких аппаратов, по-видимому, следующий (снизу вверх): 1) массивы сиенитов; 2) эруптивные брекчии с жилами (апофизами?) сиенит-порфиров; 3) агломераты и туфы, стекла; 4) богатые вкрапленниками лейкотрахиты.

Устанавливаются следующие взаимоотношения рудоносных жил в пределах палеовулканических аппаратов и массивов сиенитов (от ранних к поздним): 1) ранние дайки кальцитовых карбонатитов, пересекаемые жилами сиенит-порфиров, сформировались, видимо, до полного окончания магматической деятельности в районе, но позднее эруптивных брекчий; 2) более поздними по отношению к сиенит-порфирам оказываются разнообразные тела апатитовых пород; 3) вслед за ними происходило образование жильных кальцитовых и реже доломитовых и анкеритовых карбонатитов и связанных с ними кальцит-флюоритовых, кальцит-флюорит-целестиновых и других пород; 4) формирование рудного комплекса завершается образованием жильных тел брекчиевидных магнетит-apatит-флюоритовых пород с целестином и баритом.

Присутствие обломков рудных магнетит-apatитовых пород и сиенит-порфиров среди агломератов толщи трахит-латитов на участке Тэг-Ула — Хэцу-Тэг позволяет провести верхнюю стратиграфическую границу сиенитов. Несомненно, они относятся к более ранним образованиям, чем толща трахит-латитов, содержащая их обломки. В то же время жилы карбонатитов и апатитовых пород отсутствуют и в толще трахидацитов—трахириодацитов, т.е., скорее всего, они образовались до формирования этой толщи вулканитов.

В других толщах трахитовой части разреза остатки палеовулканов не выявлены, хотя они возможны, поскольку в вулканитах часто отмечались субвулканические тела.

По-видимому, к палеовулканическому аппарату относится проявление онгонитов на участке Хэцу-Тэг — Тэг-Ула (см. рис. 5, 13). Здесь нижняя часть структуры представлена агломератами и туфами онгонитов, а верхняя — телом флюидальных афировых онгонитов. Агломераты онгонитов пересекаются жилами флюорита.

Таким образом, намечаются два продуктивных этапа оруденения в пределах района Мушугай-Худук – Хэцу-Тэг – Дурбент-Дориту-Ула: 1) ранний, на уровне толщи субшелочных трахитов и лейкотрахитов трахитовой части разреза, – магнетит-апатитовые, апатитовые породы, редкометалльные карбонатиты и другие рудоносные образования карбонатитовой серии, характеризующиеся промышленно-интересными концентрациями редких земель, фосфора, свинца, стронция, бария, флюорита; 2) поздний, на уровне липаритовой части разреза, – редкометалльные онгониты и продуктивное флюоритовое оруденение, широко распространенное в Восточной Монголии.

ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

НОМЕНКЛАТУРА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Позднемезозойские изверженные породы Монголии весьма многообразны. В самом общем виде по характеру образования и составу их можно разделить на три класса.

I. Силикатные магматические (плутонические и вулканические) породы.

II. Пирокластические породы (туфы, агломераты).

III. Несиликатные породы (карбонатные, апатитовые, флюоритовые и др.).

Характерными особенностями силикатных магматических пород являются признаки образования (кристаллизации, застывания и др.) из вязкого силикатного расплава (магмы). Пирокластические породы в отличие от них несут признаки обломочно-магматического происхождения, и их образования связано с эксплозивной деятельностью вулканов. Несиликатные породы четко отличаются своим составом. Они могут быть магматическими и послемагматическими. Известны смешанные силикатно-несиликатные и полностью несиликатные пирокластические породы.

Ниже остановимся в основном на номенклатуре силикатных магматических пород. Классификация пирокластических и несиликатных изверженных пород пока недостаточно разработана, поэтому для них только перечислены главные различия пород без существенного обоснования общей их систематики.

Номенклатура силикатных магматических пород. Проблема номенклатуры силикатных магматических пород¹ и особенно вулканических их разновидностей находится в стадии решения [1, 24, 75]. Советские петрографы считают, что в основу общей классификации магматических пород (вулканических и плутонических) должен быть положен их химический состав. Только такой подход даст возможность объединить в единой классификации плутонические и вулканические породы, что особенно важно для единых вулкано-плутонических комплексов, к которым относятся и рассматриваемые карбонатитосодержащие комплексы южной части Восточной Монголии (см. рис. 15). К сожалению, единый петрохимический подход к разработке классификации магматических пород использовать невозможно, поскольку очень многие плутонические породы диагностируются на основе их модалного минерального состава. Поэтому наиболее эффективным оказывается комбинированный минералого-петрохимический метод классификации магматических пород [1], который мы используем в настоящей работе.

Генеральная классификация строится на основе диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, на которой группы пород выделяют по кремнекислотности, ряды пород – по щелочности и семейства пород – по соотношению $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 16). Среди семейств выделяются серии по соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и виды по величине отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$. Далее могут быть выделены разновидности по различным признакам (минеральному составу, структурам и др.). Естественно, разновидности могут быть выделены и в семействах, если характер щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) и коэффициент глиноземистости не имеют принципиального значения.

Прежде чем перейти к обоснованию конкретной номенклатуры пород, подчеркнем, что ряды пород по щелочности (см. рис. 16) применяемой нами классификации идентичны "сериям" пород А. Мияширо [72], который разрабатывает классификацию петрохимических "серий" вулканических пород (т.е. природных ассоциаций вулканических пород). На рис. 17 показаны составы пород карбонатитосодержащих комплексов

¹ Для краткости ниже они именуются просто магматическими.

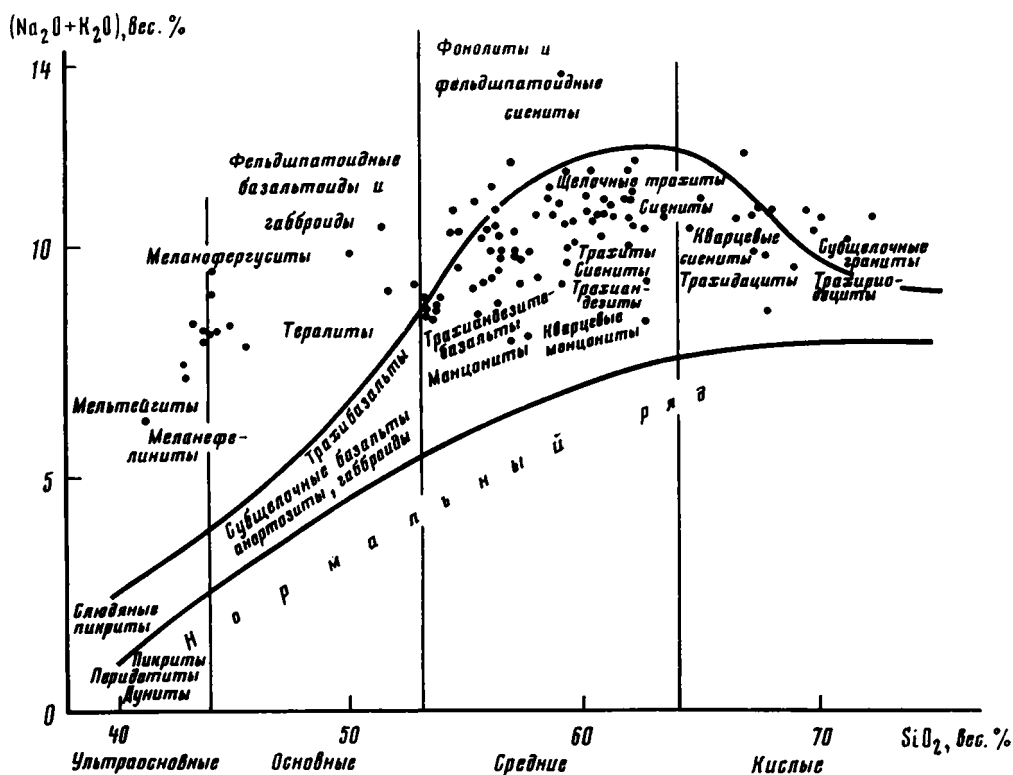


Рис. 16. Положение составов магматических пород щелочных комплексов Южной Монголии на классификационной диаграмме по [1]

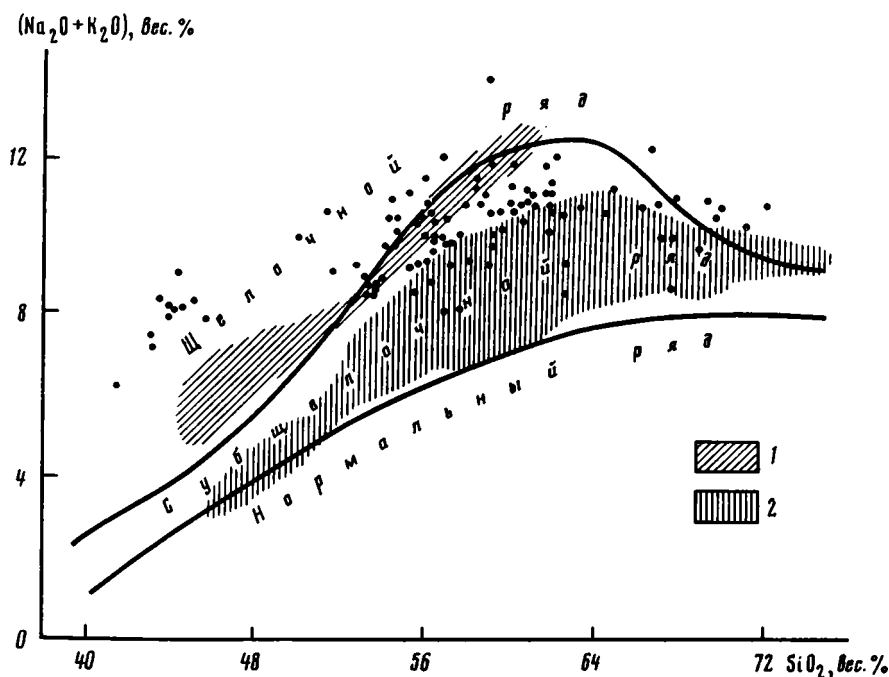


Рис. 17. Сопоставление составов щелочных магматических пород Южной Монголии с важнейшими сериями щелочных пород по А. Мияширо [72]

1 – тренд Кеннеди; 2 – тренд Кумба

Южной Монголии на фоне важнейших типов ассоциаций вулканических пород, которые А. Мияширо назвал типами трендов дифференциации: тренд Кеннеди, тренд Кумба и промежуточный тренд. Ассоциация пород карбонатитовых комплексов МНР не совпадает ни с одной из этих трендов. В бедной кремнеземом части составы пород рассматриваемой ассоциации богаче щелочами, чем тренд Кеннеди и тем более тренд Кумба, а в богатой кремнеземом части диаграммы составы пород из МНР близки по содержанию щелочей к тренду Кумба. В целом же по классификации ассоциаций вулканических пород А. Мияширо рассматриваемая ассоциация относится к щелочным.

В то же время А. Мияширо, по существу, не выделяет ряд субщелочных пород, как это сделано в генеральной классификации советских петрографов (см. рис. 16). Субщелочные ассоциации, по его терминологии, являются одновременно нещелочными ассоциациями, в связи с чем его граница между субщелочными и щелочными ассоциациями (см. рис. 17) практически совпадает с границей между нормальным и субщелочным рядом (см. рис. 16). Поэтому ассоциация карбонатитовых комплексов МНР на рис. 16 в области составов, бедных SiO_2 , остается в щелочном ряду, но переходит в субщелочной ряд в области более кислых составов. В целом ассоциацию следует считать промежуточной щелочной—субщелочной и близкой к промежуточному типу вулканических ассоциаций А. Мияширо, в котором тренд дифференциации начинается от базальтов с нормативным нефелином и продолжается через породы с нормативным гиперстеном к породам с нормативным кварцем.

Рассмотрим номенклатуру конкретных пород. На рис. 16 видно, что подавляющее количество составов магматических пород (плутонических и вулканических) карбонатитосодержащих комплексов МНР попадает в группу средних пород (содержание $\text{SiO}_2 = 53\text{--}64$ вес. %). Меньшая часть составов соответствует кислым породам, и совсем небольшое количество пород располагается на границе ультраосновных—основных и в поле основных пород. В интервале содержаний $\text{SiO}_2 = 46\text{--}50\%$ породы пока не установлены.

Группы ультраосновных и основных пород, как уже говорилось, относятся к щелочному ряду. Дальнейшее уточнение их названия вплоть до определения семейства достаточно затруднительно. Породы с содержанием $\text{SiO}_2 = 41\text{--}45\%$ — исключительно вулканические образования с микрозернистой основной массой, вкрапленники которых состоят из биотита, моноклинного пироксена, апатита и рудного минерала. В основной массе удается диагностировать те же минералы, что и во вкрапленниках, но с дополнительными аполейцитом и нефелином. В связи с тем что эти породы не содержат модалного плагиоклаза и щелочного полевого шпата, их логично отнести к ультраосновным—щелочным [1]. В соответствии с рекомендацией А. Штрекайзена [75] на основе состава диагностируемых минералов эти породы можно было бы назвать фено-мелалейцититами. В то же время в нормативном составе (рис. 18) они в среднем содержат около 25% альбита и ортоклаза и 9% анортита. С учетом наличия в среднем около 40% (интервал от 36 до 53%) темноцветных минералов в нормативном составе рассматриваемых пород, согласно [75], можно отнести к меланофолитам. Но это противоречит весьма низкому содержанию SiO_2 в породах, которое оказывается значительно ниже, чем для средних пород, к которым относятся фолиты (см. рис. 16), и даже для основных пород. В этой ситуации мы считаем правильное ориентироваться на соотношении $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и на модалный минеральный состав пород, по которым их относим к семействам меланефелинитов—мелалейцититов, хотя будем иметь в виду наличие нормативных полевых шпатов в их составе. Вероятно, среди этих пород могут оказаться вулканические аналоги малиньитов, но только те разновидности, которые содержат модалный полевой шпат.

Как уже отмечалось, очень небольшая часть составов попадает в область щелочных основных пород (см. рис. 16). Это редкие породы, которые чаще всего слагают дайки в меланефелинитах. Учитывая их плутонический характер, химический состав (см. рис. 16, 18) и наличие среди минералов-вкрапленников щелочного полевого шпата и нефелина в основной массе, эти породы можно назвать шонкинит-порфирами.

Средние породы рассматриваемых комплексов в большинстве своем относятся к субщелочному, реже к щелочному ряду (см. рис. 17). Средние породы щелочного ряда содержат в своем составе щелочные минералы (нефелин, лейцит, эгирин, щелочные амфиболы), в то время как субщелочные средние породы не содержат их. По содержанию SiO_2 их удобно разделить на две подгруппы (53–60 и 60–64%). Рубеж в 60%

содержания SiO_2 принят в связи с намечающимся изломом в зависимости концентрации нормативных темноцветных минералов средних пород от содержания SiO_2 , а также в связи с тем, что на этом рубеже в рассматриваемых породах практически исчезает нормативный нефелин (см. рис. 18). Кроме того, при содержании SiO_2 , равном 60%, проходит статистическая граница пород с содержанием нормативных темноцветных, рудных и аксессуарных минералов больше и меньше 10 вес. %. Породы, содержащие менее 10% нормативных темноцветных минералов, удобно называть, добавляя приставку "лейко". При этом представляется нерациональным в нашем конкретном случае, когда мы имеем дело с единым вулканно-плутоническим комплексом, принимать разную границу по М при выделении "лейко-пород" для плутонических и вулканических классов [75]. Принятая нами граница М, равная 10, является единой для них.

В подгруппу пород с содержанием $\text{SiO}_2 < 60\%$ попадают практически все разности с модальным нефелином (и лейцитом): фонолиты, нефелиновые сиениты, нефелин-содержащие сиениты и трахиты. Абсолютное большинство субщелочных и щелочных (с щелочными темноцветными минералами) сиенитов и трахитов оказываются в подгруппе с содержанием $\text{SiO}_2 > 60\%$, т.е. являются лейкосиенитами и лейкотрахитами.

В зависимости от соотношения нормативных плагиоклаза (№ 30) и щелочного полевого шпата в группе средних пород, согласно [75], могут быть выделены трахиты (сиениты) и латиты (монзониты), т.е. породы с содержанием $\text{SiO}_2 \leq 60\%$. Более богатые кремнеземом разновидности этих пород относятся к лейкотрахитам (лейкосиенитам) и лейколатитам (лейкомонзонитам). Однако изучение модального состава щелочных средних пород выделяется ряд несоответствий в их химической и минералогической классификациях. Согласно химической классификации [75], к трахитам (сиенитам) могут быть отнесены главным образом субщелочные бесплагиоклазовые трахиты (сиениты), тогда как плагиоклазсодержащие трахиты (сиениты) попадают в поле латита (монзонита) и должны обозначаться последними терминами. Это не представляется целесообразным.

В принятой в настоящей работе номенклатуре щелочных средних пород важная роль отведена их модальному составу, в том числе в случае эффузивов — составу минералов-вкрапленников. К субщелочным трахитам и лейкотрахитам отнесены породы, в которых полевои шпат представлен исключительно щелочным полевым шпатом как во вкрапленниках, так и в основной массе. Плагиоклаз (альбит) в них встречается редко и в качестве вторичного минерала (по калишпату). В субщелочных трахитах и лейкотрахитах во вкрапленниках не установлены щелочные темноцветные минералы (эгирин, амфибол). По химическому и минеральному составу интрузивными аналогами субщелочных трахитов (лейкотрахитов) являются субщелочные сиениты — существенно калишпатовые породы, не содержащие щелочных темноцветных минералов. В то же время выделяются довольно широко распространенные щелочные сиениты, среди которых отмечаются разности с нефелином или кварцем. В последнем случае щелочные сиениты всегда содержат щелочные темноцветные силикаты (амфибол, эгирин).

К собственно трахитам отнесены породы, содержащие во вкрапленниках щелочной полевои шпат и плагиоклаз в разных соотношениях, причем последний может несколько преобладать над щелочным полевым шпатом (до соотношения 3 : 2). Но в основной массе заметно преобладают калиевый полевои шпат (что устанавливается прокрашиванием шлифов). Некоторые разновидности плагиоклазсодержащих трахитов в основной массе содержат нефелин. Нами они обозначаются как нефелинсодержащие трахиты. Интрузивными аналогами трахитов являются сиениты, в которых также присутствуют щелочной полевои шпат и плагиоклаз. Последний всегда подчинен щелочному полевои шпату, слагающему обычно не менее 50% объема породы (редко до 40% — в разностях, обогащенных темноцветными минералами). Сиениты тоже могут содержать второстепенный нефелин и в этой случае характеризуются пониженным количеством плагиоклаза (5–15%).

К латитам (лейколатитам) отнесены породы, в которых вкрапленники полевои шпата в основном представлены плагиоклазом (до лабрадора), заметно преобладающим над калиевым полевым шпатом (до соотношения 4 : 1). В основной массе эти полевые шпаты находятся в приблизительно равных соотношениях или несколько преобладает калиевый полевои шпат. Некоторые разновидности латитов по модальному составу близки к трахиандезитам [75]. По химическому и минеральному составу

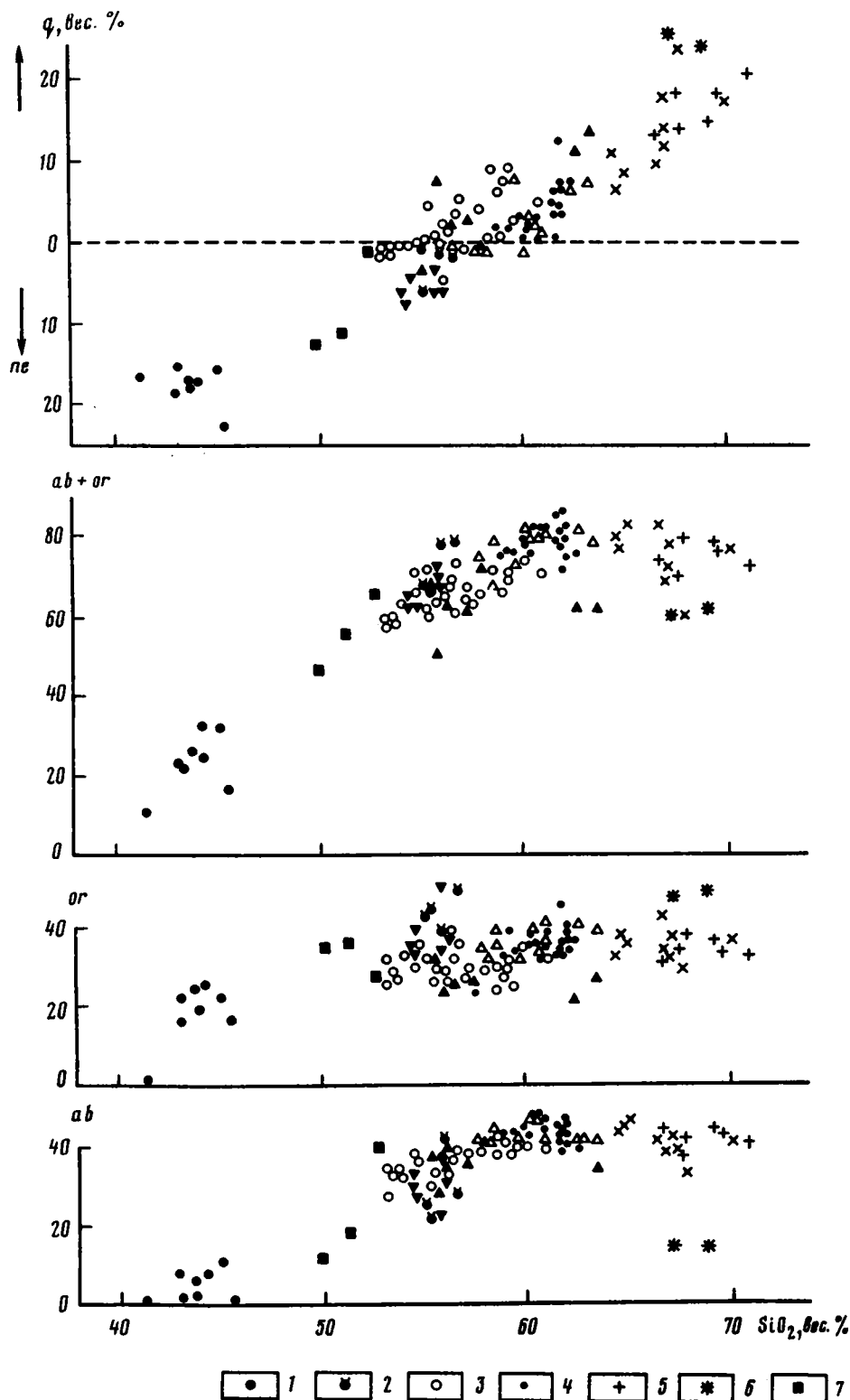
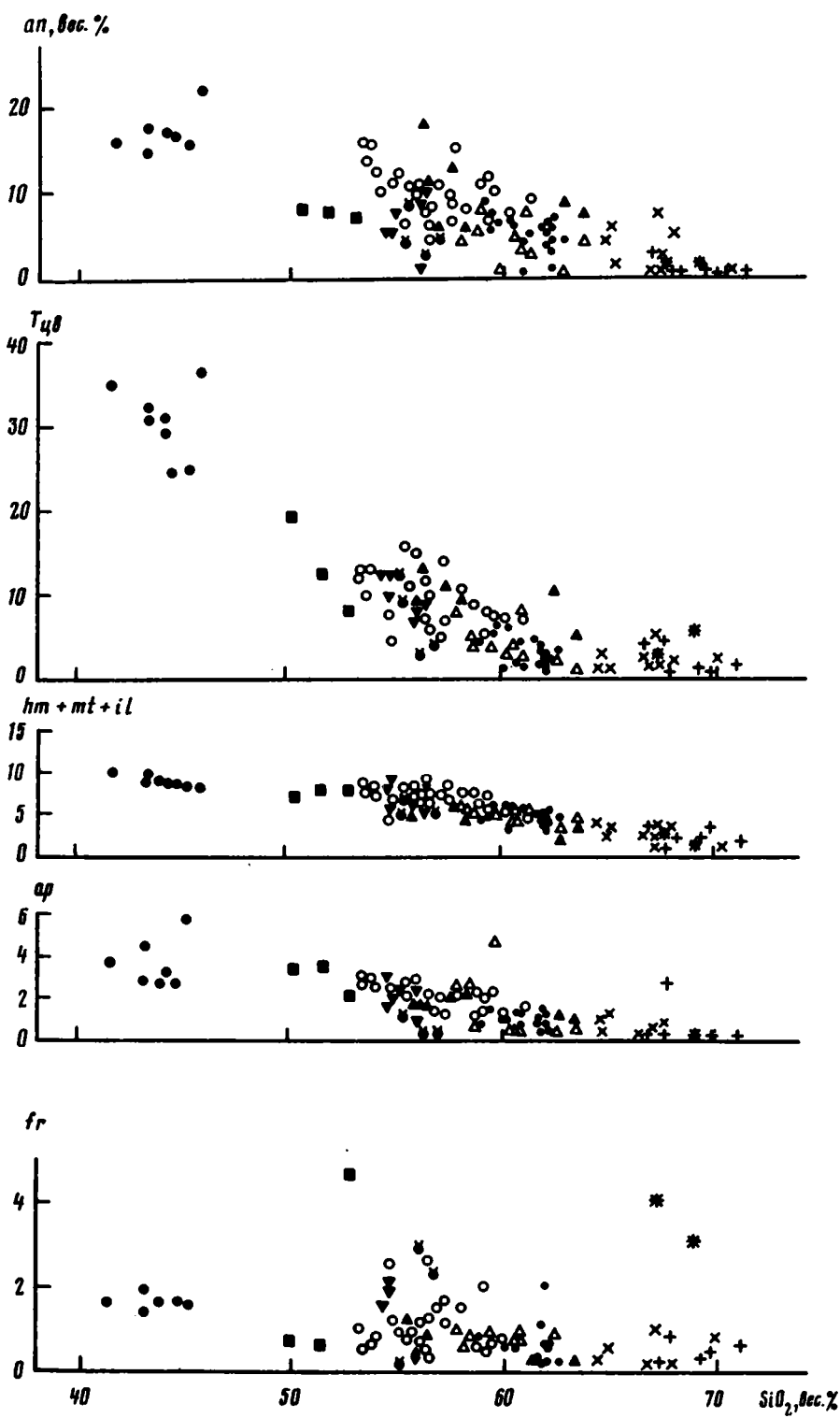


Рис. 18 Зависимость содержания нормативных минералов по системе CIPW от кремнекислотности щелочных пород позднемезозойских комплексов

1 — меланефелиниты — мелалейцититы; 2 — фонолиты; 3 — плагиоклазовые трахиты и латиты; 4 — субщелочные трахиты; 5 — трахидациты, трахириодациты; 6 — стекла трахириодацитов; 7 — шонкинит-порфиры; 8 — нефелиновые сиениты; 9 — мезолитовые сиениты (шонкинит-сиениты); 10 — субщелочные и щелочные сиениты; 11 — плагиоклазовые сиениты, монцониты, лейкомонцониты; 12 — кварцевые сиениты и сиенит-порфиры; 13 — трахитовые пирокласты



интрузивными аналогами латитов (лейколатитов) являются монцониты (лейкомонцониты).

Таким образом, в группе средних пород авторами выделяются следующие семейства: фюлолитов, нефелиновых сиенитов, щелочных и субщелочных сиенитов и лейкосиенитов, субщелочных трахитов и лейкотрахитов, трахитов, плагиоклазсодержащих сиенитов и лейкосиенитов, латитов и лейколатитов, монцонитов и лейкомонцонитов. В подавляющем числе случаев эти породы являются калий-натриевыми, но с преобладанием калия над натрием. Выделение разновидностей внутри семейств щелочных средних пород проводилось по петрографическим признакам с учетом данных о присутствии в породах фельдшпатоидов, кварца и темноцветных минералов.

Переходя к номенклатуре кремнекислых пород ($\text{SiO}_2 > 64\%$), приходится сталкиваться с очередным противоречием между химической и минералогической классификациями магматических пород. Кремнекислые по содержанию SiO_2 породы по концентрации нормативного кварца в большинстве случаев попадают в поле трахитов, т.е. средних пород. В связи с этим статистическая граница, разделяющая средние и кислые породы, проводится по $\text{SiO}_2 = 64\%$, что соответствует примерно 14% нормативного кварца. Поэтому на диаграмме (см. рис. 18) кислые породы начинаются с 14% кварца, а не 20%, как это показано у А. Штрекайзена [75]. Кислые породы карбонатитсодержащих комплексов Монголии в подавляющем большинстве относятся к субщелочному ряду. Только редкие их составы попадают в щелочной ряд, отличаясь значением коэффициента апаитности, большим единицы. Среди рассматриваемых пород имеются вулканические онгониты (MZ_2I), отличающиеся резко повышенным содержанием фтора, редких щелочных металлов и др. В поле кислых составов магматических пород выделены следующие семейства: кварцевых сиенитов (щелочных и субщелочных) и субщелочных трахидацитов ($\text{SiO}_2 < 69\%$), субщелочных гранитов и трахириодацитов ($69 < \text{SiO}_2 < 73$). Практически все они калий-натриевые, но с преобладанием калия над натрием, весьма высокоглиноземистые. Специальным видом весьма высоко — крайне высокоглиноземистых трахириодацитов являются упоминавшиеся выше онгониты.

Номенклатура пирокластических пород. Среди пирокластических пород в первую очередь выделяются туфы и агломераты. Размер обломочных частиц преобладающих вулканических пород для первых менее 4 мм, а для вторых более 4 мм. В тесной пространственной связи с туфами и агломератами в щелочных комплексах Южной Монголии находятся зоны эруптивных брекчий (иногда туфобрекчий), по составу очень близких к обломкам туфов и агломератов. Они, очевидно, приурочены к жерловым зонам палеовулканов, из которых в процессе эксплозивной деятельности выносился обломочный материал, образовавший туфы и агломераты. Эти эруптивные брекчий рассматриваются вместе с туфами и агломератами. В некоторых случаях, когда среди обломков агломератов имеются окатанные гальки, породы называются туфоконгломератами. Пирокластические породы разделены по преобладающему составу обломков (трахитовые, меланефелинитовые, карбонатитовые и др.), а также по составу цемента (силикатный, карбонатный и др.).

Номенклатура несиликатных пород. Несиликатные породы разделяются преимущественно по составу слагающих их главных минералов. Среди апатитсодержащих пород выделяются: а) магнетит-apatитовые, б) флюорит-целестин-магнетит-apatитовые, в) кварц(халцедон)-карбонатно-apatитовые (образующиеся в процессе силификации и карбонатизации магнетит-apatитовых пород). Кроме того, отдельно рассматриваются существенно магнетитовые и биотит-магнетитовые породы, содержащие примесь апатита (до 5–7%).

К карбонатитам отнесены карбонатные и силикатно-карбонатные породы, содержащие не менее 50 объемн. % карбоната. По составу породообразующего карбоната среди карбонатитов выделяются кальцитовые, доломитовые, анкеритовые разновидности. По составу других породообразующих минералов различаются полевошпатсодержащие, апатитсодержащие, флюоритсодержащие, кварцсодержащие карбонатиты.

Довольно пеструю по минеральному составу группу пород представляют рудоносные образования, обычно связанные постепенными переходами с карбонатитами. Это флюоритовые, кальцит-флюоритовые, целестин(барит)-флюоритовые, кварц-флюоритовые, карбонатно-кварцевые, карбонатно-флюорит-кварцевые, кварцевые и другие породы. Состав их сильно варьирует, что обусловлено изменчивостью в соотношении главных породообразующих минералов — флюорита, карбоната, кварца, барита и

целестина. В работе подобные породы объединены в ряд групп, обозначенных согласно типу преобладающего в них минерала: а) флюоритовые, б) кварцевые, в) целестиновые (баритовые). Дальнейшее расчленение пород внутри этих групп проводится по присутствию тех или иных породообразующих минералов (карбонатно-флюоритовые, карбонатно-кварц-флюоритовые и др.).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Как уже отмечалось, позднемезозойские щелочные комплексы Южной Монголии сложены разнообразными магматическими силикатными породами, по составу варьирующими от меланефелинита и нефелинового мелалейцитита до трахириодацита, от шонкинита до кварцевого сиенита. Кроме того, в строении комплексов принимают участие различные пирокласты, магнетит-апатитовые породы, карбонаты и другие рудоносные образования. Ниже приводится общая петрографическая характеристика этих пород.

Эффузивные силикатные породы

Породы семейства меланефелинит–мелалейцитит встречаются только в комплексе Мушугай-Худук, где слагают небольшой покров в основании разреза щелочных эффузивов. По составу они варьируют от меланефелинита до нефелинового мелалейцитита за счет изменения содержания нефелина и лейцита. Меланефелиниты больше характерны для нижних частей покрова, а нефелиновые мелалейцититы — для верхних.

Меланократовые щелочные эффузивы — зелено-серые до черных с зеленоватым оттенком порфиоровые породы, содержащие до 30% вкрапленников. Отмечаются также почти афировые их разновидности, содержащие менее 5% вкрапленников.

Вкрапленники в меланефелинитах представлены биотитом, пироксеном, апатитом, редко нефелином. В лейцитсодержащих эффузивах к ним присоединяется лейцит (псевдолейцит). В тонкозернистых слабо порфировидных разностях основную роль среди вкрапленников играет биотит, в более раскристаллизованных породах — пироксен, а также лейцит (псевдолейцит). Биотит образует зональные пластинки длиной до 3–4 мм, как правило, плохо оформленные и корродируемые основной массой. Центральные части пластинок окрашены в темно-бурый цвет, слабо плеохроируют, иногда с аномальными цветами интерференции, содержат мельчайшие, часто пылевидные включения рудного минерала. Периферические зоны от коричнево-оранжевых по N_g до желтых по N_p . Во вкрапленниках биотита отмечены вроски кристаллов апатита.

Пироксен вкрапленников отмечается в виде бледно-зеленоватых, неплеохроирующих кристаллов размером до 6 мм по удлинению, плохо оформленных и корродирующихся основной массой породы. Нередко кристаллы сдвойникованы, характерны для них вроски апатита, биотита, магнетита. Пироксен представлен диопсид-авгитом или эгирин-диопсид-авгитом ($cN_g = 38-43^\circ$ до $cN_p = 34-42^\circ$). По пироксену иногда развивается зеленоватый амфибол.

Нефелин, редкий во вкрапленниках, образует плохо оформленные пойкилокристаллы, содержащие включения пластинок биотита и зерен пироксена.

Вкрапленники лейцита (псевдолейцита), обычные в лейцитсодержащих меланократовых эффузивах, образуют округлые кристаллы размером до 0,4–0,5 мм в поперечнике, содержащие мельчайшие включения биотита и пироксена, которые часто тяготеют к зонам роста кристаллов лейцита. Лейцит большей частью распадается на нефелин-калишпатовый агрегат, но встречаются и свежие зерна, а также зерна, частично замещенные подобным агрегатом. Вкрапленники апатита, хотя и немногочисленные, характерны для щелочных меланократовых эффузивов. Идиоморфные кристаллы апатита размером до 2 мм по удлинению окрашены в сероватый цвет, что обусловлено присутствием в них многочисленных мельчайших включений рудного минерала. Основная масса меланократовых щелочных лав — тонкозернистая до мелкозернистой. Тонкозернистые эффузивы с небольшим количеством вкрапленников обычно имеют меланефелинитовый состав, тогда как мелкозернистые порфировидные разности представлены лейцитовыми меланефелинитами или нефелиновыми мелалейцититами.

Основная масса сложена главным образом пироксеном (до 60%) и нефелином

(до 30–35%). Кроме того, присутствуют биотит, магнетит, апатит, флюорит, сфен, а в лейцитсодержащих разностях эффузивов – лейцит, образующий мелкие округлые выделения, обычно замещенный характерным нефелин-калишпатовым агрегатом, значительно реже – слюдисто-калишпатовым агрегатом.

Пироксен основной массы образует кристаллы удлиненно-призматического облика, окрашенные в бледно-зеленоватый цвет; $cNg = 38–44^\circ$, редко до $cNg = 36–40^\circ$. Биотит основной массы незональный, окрашен по Ng в коричневато-оранжевый до желтого цвет, по Nr в светло-желтый. В основной массе пород наблюдается также кальцит (до 10–15%) в виде мелких зерен неправильной или округлой формы, корродирующих часто другие минералы как основной массы, так и вкрапленников. Кроме того, нередко отмечаются глобулеобразные выделения средние и крупнозернистого кальцита, отороченные тонкими скрытокристаллическими буроватыми каймами. Здесь же иногда встречается флюорит. В меланефелинитах встречаются включения различных пород: 1) округлой формы карбонатных пород с андрадитом и флюоритом; 2) нефелин-калишпат-кальцитовых пород; 3) афировых карбонатизированных базальтоидов с плагиоклазом, бурым биотитом, моноклинным пироксеном, магнетитом, амфиболом и большим количеством серой шпинели.

Породы семейства фонолитов в рассматриваемых комплексах редки, встречены главным образом в комплексе Мушугай-Худук, где проявлены локально, принимая участие в строении покровов щелочных эффузивов и слагаая мелкие субвулканические тела. В самой верхней части покрова меланократовых щелочных эффузивов обнаружены *лейцитовые фонолиты*. Это серые порфировые породы, содержащие до 20–25% вкрапленников лейцита и биотита. Основная масса тонкозернистая до мелкозернистой, сложена лейцитом (псевдолейцитом) (до 50%), биотитом (до 10–15%), нефелином, апатитом (до 5%) и более редкими калиевым полевым шпатом¹, пироксеном и магнетитом. Обнаружены также единичные зерна сфена, кальцита и гнезда цеолитов. Лейцит вкрапленников и основной массы образует идиоморфные характерной изометричной формы кристаллы размером до 0,5–0,6 мм в поперечнике, большей частью замещенные нефелин-калишпатовым агрегатом.

Собственно фонолиты шлаковидного облика встречены в основании покрова трахитов комплекса Мушугай-Худук, перекрывающего покров меланократовых щелочных эффузивов. Они также слагают редкие мелкие субвулканические тела. Это афировые или слабо порфировые (микропорфировые) породы серого или зеленовато-серого цвета, с трахитоидной структурой основной массы, которая слагает не менее 90% объема породы. Редкие вкрапленники представлены санидином, иногда биотитом или эгирин-авгитом (cNr до $40–35^\circ$). В тонкозернистой до мелкозернистой основной массе резко преобладают лейцитовидные кристаллы калиевого полевого шпата, между которыми заключены неправильной формы зерна нефелина, мельчайшие кристаллики эгирин-авгита (cNr до 30°) и зерна рудного минерала. Нефелин, как правило, диагностируется с помощью прокрашивания (реакция на алюминон). В основной массе часто присутствует карбонат.

В Улугейском комплексе субвулканические пузыристые порфировидные фонолиты, содержащие до 25% вкрапленников главным образом калиевого полевого шпата и пироксена, а также биотита, плагиоклаза (олигоклаз-андезина № 25–30), апатита и магнетита. Калиевый полевой шпат представлен в основном санидином, реже решетчатым микроклином. Пироксен вкрапленников зональный. Внутренние части кристаллов окрашены в светло-зеленый цвет ($cNg = 38–40^\circ$), а внешние – в светло-коричневый (cNg до 44°). Биотит образует хорошо оформленные пластинки, окрашенные в темно-коричневый цвет. Основная масса тонкозернистая, трахитоидная, сложена полевым шпатом, пироксеном и рудным минералом, отмечается карбонат. В основной массе, очевидно, присутствует нефелин, возможно измененный (мельчайшие зерна, окрашиваемые в красный цвет алюминоном). Наряду с резко преобладающим калиевым полевым шпатом фиксируется олигоклаз (№ 15–20).

Большую роль, нежели фонолиты, в строении щелочных комплексов играют *нефелинсодержащие трахиты* (часто с плагиоклазом), по химическому и минеральному

¹ Поскольку изучение состава и структурного состояния полевого шпата специально не проводилось, здесь и далее при описании пород условно употребляется термин “калиевый полевой шпат”, хотя в породах щелочных комплексов присутствуют санидин, анортклаз и другие разновидности.

составу промежуточные между трахитами и фонолитами. Такие породы выявлены в комплексах Мушугай-Худук, Хэцу-Тэг и Улугейском. В комплексе Мушугай-Худук они в виде маломощного прослоя приурочены к нижней части позднего покрова, залегающего на трахириодацитах, и выше по разрезу сменяются известково-щелочными трахитами и латитами. Это зеленовато-серые порфировидные породы, содержащие до 20% вкрапленников, представленных в основном темно-бурым опацитизированным биотитом и светло-зеленым диопсид-авгитом ($cNg = 38-41^\circ$). Значительно реже во вкрапленниках наблюдаются зерна магнетита, таблички плагиоклаза (№ 25–28), плохо оформленные кристаллы санидина, идиоморфные кристаллы коричневого-серого апатита. Характерно, что плагиоклаз иногда обрастается калиевым полевым шпатом. Основная масса рассматриваемых пород тонкозернистая до мелкозернистой, в основном сложена лейстовидными кристаллами калиевого полевого шпата, удлиненно-призматическими кристаллами зеленоватого пироксена ($cNg = 38-43^\circ$, редко до $cNp = 42-43^\circ$) и мелкими зернами рудного минерала, к которым в небольших количествах присоединяются коричневый биотит и олигоклаз (№ 18–25). В основной массе при прокрашивании фиксируются мелкие зерна нефелина, структурно подчиненные зернам полевого шпата.

В комплексе Хэцу-Тэг нефелинсодержащие трахиты принимают участие в сторении нижнего покрова, сменяя в его верхней части субщелочные лейкотрахиты, а также слагают наиболее поздний покров щелочных эффузивов (см. рис. 5). В нижнем покрове комплекса Хэцу-Тэг эти породы окрашены в голубовато-серый цвет. Большей частью они практически афировые (количество вкрапленников не превышает 5–6% объема породы). Вкрапленники представлены главным образом светло-зеленым пироксеном ($cNg = 32-42^\circ$), а также светло-коричневым биотитом, магнетитом, апатитом. Очень редок во вкрапленниках калиевый полевой шпат (санидин и решетчатый микроклин) — мелкие зерна, размером до 0,2–0,3 мм в поперечнике, обычно неправильной формы. Основная масса голубовато-серых эффузивов мелкозернистая трахитоидная, сложена главным образом калиевым полевым шпатом, к которому в заметных количествах присоединяется зеленый пироксен и рудный минерал (в виде равномерной "сыпи"). В небольших количествах отмечается светло-коричневый биотит, иногда кальцит. Постоянно в основной массе присутствует нефелин (выявляется при прокрашивании шлифов), структурно подчиненный полевому шпату. Наряду с преобладающим калиевым полевым шпатом в основной массе фиксируется плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз — № 10–20).

В верхнем покрове комплекса Хэцу-Тэг нефелинсодержащие трахиты окрашены в темно-серый цвет, резко порфировидные, богаты темноцветными минералами. Вкрапленники, составляющие около 20% объема породы, представлены пироксеном, биотитом, калиевым полевым шпатом, магнетитом и апатитом. В целом преобладают темноцветные минералы, прежде всего пироксен и биотит. Пироксен наблюдается в виде бледно-зеленых идиоморфных, иногда сдвойникованных кристаллов размером до 2 мм по удлинению, $cNg = 38-42^\circ$. Идиоморфные, нередко лейстовидные пластинки биотита окрашены в темно-бурый до оранжево-бурого цвет, обычно опацитизированы. Калиевый полевой шпат чаще всего представлен санидином, реже решетчатым микроклином, образует плохо оформленные кристаллы. Основная масса породы от тонко- до мелкозернистой, трахитоидная. Преобладает лейстовидный калиевый полевой шпат, но в существенных количествах присутствуют пироксен, биотит и магнетит. Постоянно в основной массе в интерстициях между кристаллами полевого шпата отмечаются мелкие зерна нефелина (при прокрашивании шлифов алюмином).

В Улугейском комплексе нефелинсодержащие трахиты залегают в основании разреза эффузивов Южного поля, образуя отдельные жильные субвулканические тела. Эффузивы Улугейского комплекса в определенной мере сопоставимы с эффузивами верхней части нижнего покрова комплекса Хэцу-Тэг. Это также голубовато-серые, практически афировые породы, содержащие не более 3–4% вкрапленников, в основном представленных редкими кристаллами (длиной до 1,5 мм) светло-зеленого пироксена ($cNg = 39-41^\circ$), отчасти резорбируемыми основной массой. Во вкрапленниках отмечены также апатит (сероватые кристаллы длиной до 0,3 мм) и магнетит (зерна размером до 0,1 мм в поперечнике). Основная масса афировых эффузивов тонкозернистая или мелкозернистая трахитоидная, сложена в основном калиевым полевым шпатом, к которому присоединяются бледно-зеленый пироксен и магнетит, иногда и кальцит. Наряду с калиевым полевым шпатом в основной массе присутствует олигоклаз

(№ 16–23). Постоянно отмечается нефелин в виде мелких зерен, расположенных в интерстициях между кристаллами полевого шпата.

Субвулканические нефелинсодержащие трахиты серые до темно-серых, обычно пузыристые порфировидные породы, содержащие 20–45% вкрапленников, представленных плагиоклазом, санидином, пироксеном, магнетитом и апатитом. Биотит во вкрапленниках не установлен. Плагиоклаз наблюдается в виде кристаллов таблитчатой или ромбовидной формы, а также в виде зерен размером до 1–1,5 мм по удлинению. Кристаллы нередко зональные. Центральные их части сложены андезином (№ 35–45), а периферические зоны – олигоклазом и олигоклаз-андезином (№ 25–32). Близкий к последним состав имеют незональные кристаллы (№ 25–35). Санидин присутствует в виде плохо оформленных кристаллов, часто с округлыми очертаниями, количественно подчинен плагиоклазу, или оба минерала находятся в равных количествах. Пироксен светло-зеленый; $cNg = 39–43^\circ$. Характерны идиоморфные кристаллы апатита с многочисленными мельчайшими включениями рудного минерала. Отдельные пустоты сложены или оторачиваются карбонатом и кварцем.

Основная масса рассматриваемых субвулканических пород Улугейского комплекса от мелко- до тонкозернистой и даже полустекловатой (в эндоконтактах тел), трахитоидная. Сложена лейстовидным калиевым полевым шпатом, олигоклазом (№ 17–25), бледно-зелеными удлинено-призматического облика кристаллами пироксена, рудным минералом, к которым в небольших количествах присоединяются светло-коричневый лейстовидный биотит и апатит, а также зерна нефелина.

Семейства трахитов и лейкотрахитов наиболее широко распространены, встречаются в комплексах Мушугай-Худук, Хэцу-Тэг, Баян-Хушу, Дурбент-Дориту, Улугейском, Хавтагай-Ула, играя основную или существенную роль в их строении. Трахиты и лейкотрахиты образуют покровы, а также субвулканические и экструзивные тела. По минеральному и химическому составу среди этих пород могут быть выделены: а) семейства субщелочных трахитов и лейкотрахитов (с преобладанием последних), б) семейство плагиоклазсодержащих трахитов.

Субщелочные лейкотрахиты и трахиты, обнаруженные практически во всех комплексах, наибольшее развитие имеют в западной части полосы проявления щелочного магматизма – в комплексах Мушугай-Худук и Хэцу-Тэг. Здесь ими сложены покровы мощностью до 150 м и площадью до 2,5–3 км², а также отдельные субвулканические тела (см. рис. 2, 5). Они встречаются и в комплексах Баян-Хушу, Дурбент-Дориту и Улугейском. Субщелочные трахиты и лейкотрахиты светло-серые, голубовато-серые, сиреневато-серые порфировидные, нередко пузыристые породы, содержащие до 25–30% вкрапленников. Реже наблюдаются почти афировые разности, содержащие менее 5% вкрапленников. Среди субщелочных лейкотрахитов и трахитов основную роль играют биотитовые и биотит-пироксеновые разновидности, более локально проявлены пироксеновые лейкотрахиты.

Вкрапленники в субщелочных трахитах и лейкотрахитах представлены калиевым полевым шпатом, биотитом, пироксеном, магнетитом, апатитом. Обычно преобладает калиевый полевой шпат. Встречаются также субщелочные лейкотрахиты, в которых вкрапленники состоят исключительно из калиевого полевого шпата, который представлен главным образом санидином, реже решетчатым микроклином, причем оба минерала присутствуют в породе одновременно без реакционных взаимоотношений. Санидин образует кристаллы размером до 2х5 мм, иногда sdвойникованные и часто зональные. Центральные части кристаллов довольно чистые, иногда с редкими включениями темноцветных минералов. Тонкие периферические зоны, напротив, обогащены многочисленными мелкими включениями пироксена, реже биотита, а также рудного минерала и апатита. Крупные кристаллы санидина плохо оформлены, корродируются основной массой, могут содержать включения последней. Иногда они явно были раздроблены и в дальнейшем, видимо, регенерированы. Более мелкие кристаллы санидина (менее 1–1,5 мм) характеризуются большим идиоморфизмом. Решетчатый микроклин отмечается в виде таблитчатых идиоморфных кристаллов размером до 1 мм по удлинению. Иногда кристаллы калиевого полевого шпата образуют сростки, причем интерстиции между кристаллами могут быть сложены не только основной массой, но и кальцитом или пироксен-apatит-магнетитовым агрегатом ($\pm$ биотит). В ряде случаев фиксируется замещение калиевого полевого шпата альбитом, иногда в ассоциации со светлой слюдой. Еще более характерна карбонатизация вкрапленников санидина (как по трещинам, так и с периферии кристаллов).

Вкрапленники пироксена наблюдаются в пироксеновых и биотит-пироксеновых трахитах, хотя в последнем случае пироксен может присутствовать только в основной массе. Пироксен образует кристаллы размером до 1,5 мм по удлинению, обычно хорошо оформленные и окрашенные в серовато-зеленоватый или светло-зеленоватый цвет ($cNg = 38-42^\circ$). Отмечаются зональные кристаллы, ядра которых серовато-зеленые ($cNg = 39-41^\circ$ до $cNp = 40^\circ$), а периферические зонки желтовато-зеленые (cNp до 31°). Судя по оптическим свойствам, пироксен относительно обогащен эгириновым миналом, содержание которого возрастает по направлению к краевым частям вкрапленников. Биотит в субщелочных лейкотрахитах и трахитах окрашен (по Ng) в светло-коричневый, коричневый до бурого цвет, образует пластинки размером до 1,5–2 мм по удлинению. Обычно биотит содержит обильную "сыпь" мелких зерен рудного минерала, иногда полностью замещен последним, а светло-коричневый биотит образует тонкие оторочки вокруг магнетита, наблюдающегося во вкрапленниках в виде зерен округлой или неправильной формы (до 0,5–0,6 мм в поперечнике). Для апатита очень характерны сероватые, прекрасно оформленные кристаллы длиной до 4 мм. Окраска апатита обусловлена постоянным присутствием мельчайших зерен рудного минерала. Кроме того, часты сростки апатита с магнетитом, а также с темноцветными силикатами.

Среди вкрапленников калиевого полевого шпата лейкотрахитов участка Мушугай-Худук выявлены включения, выполненные раскристаллизованным стеклом, в центре которых — округлое обособление тонкозернистого карбоната. Эти структуры включений похожи на двухфазные, в которых имелся силикатный расплав и богатый карбонатом расплав или флюид, т.е. возможно, они образовались в результате застывания насыщенного карбонатом силикатного расплава. Некоторые лейкотрахиты жерловой фации значительно обогащены вкрапленниками калиевого полевого шпата (до 30%), которые образуют как бы "слипшиеся" сегрегации, похожие на кумулятивные образования. Часто к таким сегрегациям вкрапленников и к отдельным вкрапленникам тяготеют обособления кальцита, которые тонко окаймляют вкрапленники, выполняют трещины спайности в них. В то же время в основной массе таких пород прожилок кальцита практически нет. По-видимому, здесь карбонат образовался позднее вкрапленников, но не позднее основной массы. Вероятнее всего, что этот карбонат возник под воздействием расплава (или отделенного от него флюида) на вкрапленники.

Основная масса субщелочных лейкотрахитов и трахитов в разной степени раскристаллизована — от полустекловатой (с участками серого стекла) до мелкозернистой. Преобладают трахиты, в которых основная масса имеет тонкозернистое или мелкозернистое строение. В этих случаях трахитоидная основная масса имеет существенно калищатовый состав (сложена мелкими лейстами полевого шпата).

В пироксеносодержащих лейкотрахитах и трахитах обычен пироксен (до 10%) в виде удлиненно-призматического облика зеленоватых или желтовато-зеленоватых кристаллов ($cNp = 30-42^\circ$, реже $cNg = 40-43^\circ$). Во всех разностях лейкотрахитов и трахитов в основной массе наблюдаются мельчайшие зерна рудного минерала, довольно равномерно пронизывающего породу. Более редки в основной массе апатит и биотит. Последний образует мелкие чешуйки, окрашенные в темно-коричневый до оранжево-коричневого цвет. Довольно характерен карбонат в виде мелких зерен и их агрегатов неправильной формы.

Плагноклазсодержащие трахиты обнаружены как в восточном, так и в западном районе проявления позднемезозойского щелочного магматизма, но наиболее широко они распространены в Улугейском комплексе, где ими сложены покровы мощностью до 80–90 м, а также экструзивные и субвулканические тела. Трахиты играют важную роль в строении поздних покровов (перекрывающих трахириодациты) комплексов Мушугай-Худук и Дурбент-Дориту. Фиксируются они и в комплексе Хавтагай-Ула, где тесно ассоциируют с покровными латитами. Среди плагноклазсодержащих трахитов основную роль играют биотит-пироксеновые разновидности, значительно более редки пироксеновые трахиты, слагающие отдельные жильные субвулканические тела, и биотитовые трахиты, встреченные в отдельных экструзиях. Трахиты — светло-серые до серых или зеленовато-серых порфиroidные, обычно пузыристые породы, содержащие 15–35% вкрапленников (наиболее богаты ими субвулканические пироксеновые трахиты).

Количество пустот составляет 5–15%, иногда они оторочены кальцитом или выполнены кальцитом и кварцем.

Вкрапленники в плагноклазсодержащих трахитах представлены калиевым полевым шпатом, плагноклазом, пироксеном, биотитом, магнетитом и апатитом. Обычно не-

сколько преобладает плагиоклаз, образующий идиоморфные таблички или ромбовидные кристаллы размером до 1,5–2 мм по удлинению или хуже образованные крупные (до 3–3,5 мм) кристаллы. Часто плагиоклаз зональный. Центральные части кристаллов сложены андезитом (до № 35–40) или даже лабрадор-андезином (до № 50 в случае субвулканических пироксеновых трахитов), а периферические зоны — олигоклазом (№15–25). Довольно характерно развитие по плагиоклазу карбоната, особенно в центральных частях кристаллов, сложенных более основным плагиоклазом. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках количественно подчинен плагиоклазу, а иногда и пироксену; представлен санидином и решетчатым микроклином, образующим плохо оформленные кристаллы размером до 1,5–2 мм.

Вкрапленники пироксена размером до 1 мм по удлинению окрашены в зеленоватый цвет, иногда сдвойникованы; $cNg = 38–43^\circ$, редко до $cNp = 42–43^\circ$. В пироксеновых трахитах отмечаются зональные зеленоватые кристаллы пироксена с несколько более темными тонкими каймами ($cNp = 42–43^\circ$) и более светлыми центральными частями ($cNg = 38–43^\circ$). Биотит наблюдается в виде пластинок, иногда лейстовидных. Окраска по Ng варьирует от красновато-коричневой до темно-бурой. Иногда пластинки биотита окружены тонкими темно-бурыми каймами или вообще замещаются рудным минералом. Вкрапленники магнетита в виде округлых зерен в ряде случаев оторочены тонкими биотитовыми каймами. Для всех типов пород характерны вкрапленники сероватого апатита размером до 1,5–2 мм по удлинению, содержащие обильные мельчайшие включения рудного минерала. В трахитах, особенно в их экструзивных разностях, обычны округлые участки (кумуляты) среднезернистого или даже крупнозернистого строения (размером до 1 x 1,5 см), сложенные минералами вкрапленников — полевыми шпатами, пироксеном, биотитом, магнетитом, апатитом. Основная масса рассматриваемых трахитов трахитоидная мелко- до тонкозернистой, в субвулканических пироксеновых трахитах до среднезернистой; состоит в основном из полевых шпатов (преобладающий калиевый полевой шпат и подчиненный ему плагиоклаз), а также из пироксена (до 20%) и рудного минерала (до 8–10%); биотита мало, нередко он отсутствует, характерно присутствие карбоната.

Латиты распространены в позднемезозойских щелочных комплексах, принимают участие в строении покровов щелочных эффузивов. Повсеместно они ассоциируют с последними. Наиболее широко латиты представлены в комплексах Хавтагай-Ула, Мушугай-Худук, Дурбент-Дориту и в депрессии между двумя последними комплексами. Более локально они проявлены в Улугейском комплексе. В комплексе Хавтагай-Ула латитами сложена большая часть покрова эффузивов. В западном (Мушугайском) районе проявления позднемезозойского щелочного магматизма приурочены к самым верхним частям разреза эффузивов, играя заметную роль в строении наиболее позднего покрова, залегающего на трахидацитах и трахириодацитах (см. рис. 14). Здесь латиты тесно связаны с плагиоклазсодержащими трахитами и их нефелинсодержащими разностями.

Латиты — серые или зеленовато-серые бескварцевые порфировидные породы, содержащие от 10 до 20–25% вкрапленников. Для комплекса Хавтагай-Ула характерны пузыристые латиты (до 15–20% пустот), отдельные пустоты заполнены карбонатом. В комплексах Мушугай-Худук и Дурбент-Дориту они часто плитчатые. Вкрапленники в латитах представлены в основном пироксеном и амфиболом, плагиоклазом, а также биотитом, санидином, апатитом и магнетитом. Пироксен светло-зеленый, образует кристаллы, иногда сдвойникованные, размером до 0,8–1,0 мм по удлинению; $cNg = 38–43^\circ$. Амфибол наблюдается в виде удлинено-призматического, реже таблитчатого облика кристаллов, окрашенных в светло-зеленый цвет (по Ng). Слабо плеохроирует ($Ng > Np$). Крупные кристаллы амфибола зональные, угол cNg варьирует от $30–34^\circ$ в центральных частях до $18–24^\circ$ в периферических зонах. Для мелких вкрапленников характерны углы $cNg = 16–26^\circ$. Во вкрапленниках может преобладать или пироксен, или амфибол, иногда количества их сопоставимы.

Вкрапленники плагиоклаза обычны в латитах, но количественно подчинены пироксену и амфиболу. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы размером до 1–1,5 мм по удлинению, отвечает большей частью андезину (№ 35–40) и андезин-лабрадору (до № 45–50), в краевых частях кристаллов несколько более кислый (до № 25). Отмечается обрастание плагиоклаза тонкими санидиновыми каймами. Часто зерна плагиоклаза карбонатизированы. Санидин во вкрапленниках редок, всегда количественно подчинен плагиоклазу.

Биотит наблюдается среди вкрапленников в небольших количествах в виде пластинок размером до 0,8 мм по удлинению, с неровными очертаниями; окраска по N_g светло-коричневая до коричневой, по N_r светло-желтая. Характерно замещение биотита рудным минералом. Иногда он образует тонкие каймы вокруг вкрапленников магнетита. Изредка наблюдается развитие биотита по полевоому шпату. В латитах, как и в других позднемезозойских щелочных эффузивах Монголии, всегда наблюдаются идиоморфные вкрапленники серого апатита (до 0,7–0,8 мм по удлинению), повсеместно содержащие многочисленные мельчайшие включения рудного минерала.

Основная масса латитов мелкозернистая трахитоидная до ортофировой, сложена главным образом полевым шпатом с существенной примесью зеленоватого пироксена ($cN_g = 39-43^\circ$, редко до $cN_r = 42-43^\circ$) и магнетита. Полевой шпат представлен как калиевым полевым шпатом, так и олигоклазом (№ 20–25) в приблизительно равных количествах или с преобладанием калиевого полевого шпата.

Трахидациты и трахириодациты встречаются в комплексах Мушугай-Худук, Дурбент-Дориту и в депрессии между ними, а также в Улугейском комплексе, где приурочены к верхним частям разреза щелочных эффузивов, образуя маломощные покровы, залегающие на покровных субщелочных трахитах и лейкотрахитах (см. рис. 14). В комплексе Мушугай-Худук встречаются жильные стекла указанных пород. Трахидациты и трахириодациты — светло-серые порфировидные породы, содержащие до 15% вкрапленников — в основном санидина, реже биотита, апатита, циркона.

Санидин образует идиоморфные призматические кристаллы размером до 2,5–3 мм по удлинению. Биотит наблюдается в виде идиоморфных бурых пластинок (иногда лейстовидных) размером до 0,6 мм по удлинению. Основная масса трахидацитов и трахириодацитов от тонко- до мелкозернистой, изредка с участками полустекловатого строения, структура трахитоидная. В ее составе преобладает калиевый полевой шпат (удлиненные лейстовидные кристаллы) с небольшим количеством рудного минерала и редким биотитом, обычны также мельчайшие округлые зерна кварца и иногда карбоната.

Трахириодациты, трахилипариты и онгониты (MZ₂1) широко распространены во многих позднемезозойских комплексах Монголии (Улугейский, Дербент-Дориту-Ула, гор Хэцу-Тэг, Тэг-Ула и др.). Они являются наиболее поздними вулканитами в разрезе позднего мезозоя (см. рис. 15). Трахириодациты и трахилипариты — белые с розоватым, иногда с сероватым оттенком порфировые (до 35–40% вкрапленников) либо афировые породы. Стекла их имеют черный, темно-зеленый и темно-коричневый цвет. Трахидациты, трахилипариты и их стекловатые разности содержат вкрапленники темного хорошо ограненного кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и редкого биотита. Основная масса фельзитовая (состоит из тех же минералов с дополнительным редким рудным минералом) либо стекловатая. Калиевый полевой шпат вкрапленников обычно несет пертиты распада. Отмечаются каймы калиевого полевого шпата вокруг вкрапленников кислого плагиоклаза. Структура основной массы фельзитовая.

Онгониты макроскопически и микроскопически мало отличаются от обычных трахириодацитов и трахилипаритов. Их особенностями являются редкость вкрапленников (не более 5–10%), мелкие размеры, наличие мелких зерен флюорита, видимо, сингенетичных с другими минералами основной массы, присутствие акцессорных колумбита (?), касситерита и некоторых других редкометалльных минералов. Диагностические признаки онгонитов — высокие содержания фтора, редких щелочных и других литофильных элементов [25, 26].

Интрузивные силикатные породы

Шонкинит-порфиры встречаются только в комплексе Мушугай-Худук, где слагают редкие тела жильной и штокообразной форм. Это темно-серые порфировидные породы, содержащие до 40% вкрапленников (в эндоконтактах тел) пироксена, биотита, калиевого полевого шпата, магнетита и апатита. Иногда встречаются вкрапленники нефелина и оливина. Во вкрапленниках преобладают темноцветные минералы, калиевой полевой шпат более редок, часто его кристаллы содержат включения темноцветных минералов и апатита. В то же время, пироксен вкрапленников обычно идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату. Пироксен светло-зеленый до зеленого в краевых частях кристаллов, где представлен, видимо, эгирин-авгитом (cN_r до 30°). В централь-

ных частях кристаллов $cNg = 40-43^\circ$. Биотит бурый, часто опацифицирован. Нефелин замещен обычно цеолитами и светлой слюдой. Основная масса от средне- до мелко- и тонкозернистой в краевых частях тел, состоит из пироксена, биотита, магнетита, калиевого полевого шпата, иногда в небольших количествах присутствует нефелин.

Сиениты — основной тип интрузивных пород рассматриваемых комплексов; они образуют небольшие массивы, мелкие штокообразные, жильные и дайковые тела. По минеральному составу различаются: а) щелочные и субщелочные, б) плагиоклаз-содержащие семейства. Первые отличаются отсутствием плагиоклаза и существенно калишпатовым составом. Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты наиболее широко развиты в комплексе Мушугай-Худук, а также известны в комплексе Баян-Хушу. Плагиоклазсодержащие сиениты проявлены преимущественно в Цогт-Обинском и Улутейском комплексах.

Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты — светло-серые, розоватые, желтоватые порфировидные или реже массивные породы. Последние характеризуются крупнозернистым строением, в порфировидных разностях вкрапленники составляют до 20–25% объема породы, а основная масса от средне- до крупнозернистой. В краевых частях сиенитовых массивов, в их апофизах, жильных, дайковых телах фиксируются сиенит-порфиры с мелко- и среднезернистой трахитоидной основной массой. Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты сложены калиевым полевым шпатом (80–95%), а также биотитом (до 7–8%), пироксеном (до 5%), амфиболом (до 5%), магнетитом (до 2–3%), апатитом, сфеном, цирконом. Нередко в породах присутствует в небольших количествах (до 1–3%) кварц. Отмечены также нефелинсодержащие разновидности щелочных сиенитов, которые будут рассмотрены отдельно. В порфировидных сиенитах и сиенит-порфирах вкрапленники в основном представлены калиевым шпатом, реже — биотитом. Среди щелочных и субщелочных сиенитов и лейкосиенитов выделяются разности биотитового, биотит-пироксенового и биотит-пироксен-амфиболового состава.

Калиевый полевой шпат наблюдается в виде идиоморфных или плохо образованных кристаллов и зерен размером от долей миллиметра до 2 см по удлинению. Идиоморфизм выделений калиевого полевого шпата повышается при переходе от массивных, относительно равнозернистых разностей к резко порфировидным сиенитам и сиенит-порфирам. В этом же направлении обычно увеличивается размер его кристаллов. В порфировидных сиенитах и лейкосиенитах иногда отмечаются сростки кристаллов калиевого полевого шпата размером до 1,4 x 2,5 см. В сиенит-порфирах кристаллы полевого шпата нередко сдвойникованы, зональные — с чистой центральной частью и тонкой периферической каймой, включающей мелкие кристаллики темноцветных минералов. В более хорошо раскристаллизованных разновидностях зерна и кристаллы калиевого полевого шпата содержат включения темноцветных минералов, частично пелитизированы, изредка проявлены пертиты или микроклиновая решетка.

Биотит образует пластинки, иногда скелетные кристаллы с неровными очертаниями (размером до 2–2,5 мм по удлинению), окрашенные в коричневый, красновато-коричневый или коричнево-бурый цвет (по Ng). Содержит часто включения мелких зерен магнетита (в том числе и в биотите вкрапленников). В то же время он обрастает крупными зернами магнетита, а иногда и пироксена (бедного эгириновым минералом).

Пироксен в субщелочных и щелочных сиенитах представлен эгирин-авгитом и эгирином. Эгирин-авгит наблюдается в виде плохо оформленных короткопризматического облика кристаллов зеленого цвета (не плеохроирующих); $cNp = 30-36^\circ$. Редко в центральных частях таких кристаллов фиксируется бледно-зеленый диопсид-авгит ($cNg = 40-43^\circ$). Эгирин образует удлинено-призматического облика мелкие кристаллы (до 0,3–0,4 мм); $cNp = 5-15^\circ$. Отчетливо плеохроирует: Np — травяно-зеленая, Ng — желто-зеленая. Обе разновидности пироксена редко встречаются совместно, но иногда отмечаются зональные кристаллы, ядра которых сложены эгирин-авгитом, а периферические зоны — эгирином. Пироксен иногда замещается также щелочным амфиболом.

Амфибол в щелочных и субщелочных сиенитах и лейкосиенитах наблюдается в виде трех разновидностей. Наиболее часто встречаются гастингсит (?) и катофорит, реже — арфведсонит. Гастингсит (?) образует короткопризматические кристаллы, серовато-зеленые до голубовато-зеленых (по Ng), окраска по Np светло-зеленая, $cNg = 17-28^\circ$; он развит по диопсид-авгиту и эгирин-авгиту, иногда замещается катофоритом. Последний более характерен для эгиринсодержащих щелочных сиенитов, в которых образует кристаллы размером до 0,6–0,7 мм по удлинению, окраска по Np от зеленоватой и

синева-зеленой до зеленова-синей; cNp варьирует от 34 до 43°. При этом интенсивность синей окраски повышается с уменьшением угла cNp . Катофорит иногда обрывается арфведсонитом, для которого самостоятельные выделения очень редки (удлиненно-призматического облика кристаллы размером до 0,2–0,3 мм). Арфведсонит окрашен по Np в зеленова-синий до грязнова-синего цвет; $cNp = 14–23^\circ$.

Кварц, как уже отмечалось, довольно характерен для субщелочных и щелочных сиенитов и лейкосиенитов, особенно для разновидностей, содержащих эгирин и щелочной амфибол. Повсеместно кварц присутствует в незначительных количествах в виде ксеноморфных зерен, расположенных в интерстициях между зернами калиевого полевого шпата. В сиенит-порфирах он встречается только в основной массе. Магнетит — обычный второстепенный минерал субщелочных сиенитов, в которых образует зерна округлой, неправильной формы, изредка кристаллы с квадратными очертаниями. В ряде случаев магнетит отчетливо ассоциирует (в сростках) с апатитом и биотитом. Апатит наблюдается в виде идиоморфных сероватых кристаллов размером до 1–1,5 мм по удлинению. Нередко (но не всегда) содержит обильные мельчайшие включения рудного минерала. В щелочных и субщелочных и лейкосиенитах, сиенитах иногда фиксируется присутствие незначительных количеств ксеноморфного кальцита.

В комплексе Муштугай-Худук встречены нефелинсодержащие разновидности сиенитов, слагающие небольшие штокообразные тела (гора Терапитовая и др.) или представляющие собой фацию щелочных сиенитов (Главный массив сиенитов). В последнем случае нефелинсодержащие сиениты образуют зону, связанную постепенными переходами, с одной стороны, с щелочными и субщелочными сиенитами, с другой — с нефелиновыми сиенитами. В отличие от безнефелиновых сиенитов в них более редки пироксен и амфибол, темноцветные минералы представлены коричневым биотитом и магнетитом. Нефелин (до 3–4%) образует округлые выделения и идиоморфные мелкие кристаллы, обычно сильно цеолитизированные. Характерны также апатит, сфен, циркон.

Другой тип нефелинсодержащих сиенитов, встреченный в штокообразных телах, может рассматриваться как промежуточный между сиенитами и шонкинитами. Это — зеленова-серые порфировидные породы, содержащие до 35% темноцветных минералов. Порфировидные выделения представлены калиевым полевым шпатом, пироксеном, биотитом, оливином, апатитом, магнетитом. Основная масса мелкозернистая до среднезернистой, участками с пойкилитовой или трахитоидной структурой, но в целом структура характеризуется идиоморфизмом пироксена по отношению к калиевому полево-му шпату. Основная масса сложена главным образом калиевым полевым шпатом и пироксеном, к которым присоединяются магнетит, биотит, нефелин, амфибол, аксессуарный циркон.

Калиевый полевой шпат наблюдается в виде плохо оформленных кристаллов размером от долей миллиметра до 0,8 см (во вкрапленниках), иногда сдвойникованных и обычно зональных. Характерны центральное ядро, содержащее редкие пойкилитовые вроски пироксена, биотита, магнетита, апатита, и тонкая периферическая зона, содержащая многочисленные включения в основном пироксена. Кристаллы калиевого полевого шпата корродируются основной массой. Иногда отмечается микроклиновая решетка. Пироксен образует идиоморфные призматические кристаллы размером до 3,5 мм (во вкрапленниках), изредка сдвойникованные. Часто пироксен зональный. Центральные части кристаллов зеленые или травяно-зеленые ($cNp = 35–38^\circ$), периферические зоны — бледно-зеленоватые ($cNg = 38–43^\circ$ до $cNp = 40–43^\circ$). Преобладает травяно-зеленый эгирин-авгит, который значительно развит и в основной массе пород ($cNp = 28–38^\circ$). Для вкрапленников пироксена характерны включения пластинок биотита, зерен рудного минерала, изредка кристаллов апатита. Фиксируется замещение пироксена амфиболом.

Биотит встречается во вкрапленниках в виде относительно редких идиоморфных пластинок (до 3 мм по удлинению), содержащих в центральных частях частые мелкие зерна магнетита. Отмечаются также скелетные кристаллы биотита длиной до 1,5–2 мм, обычно лишенные включений магнетита. Окраска биотита по Ng красновато-коричневая до коричневой, по Np светло-желтая. Наблюдается обрастание биотитом крупных зерен магнетита. Амфибол в рассматриваемых породах редок, развивается по пироксену или иногда образует самостоятельные выделения — мелкие призматические кристаллы (до 0,4–0,5 мм по удлинению); окраска зеленоватая, $cNg = 25–30^\circ$ (гастингсит?). Оливин присутствует только во вкрапленниках в виде округлых бесцветных зерен размером до 0,5–0,6 мм в поперечнике. Повсеместно окружен каймами сложного

состава. Непосредственно к оливину примыкает тонкая кайма магнетита, которая сменяется зоной биотит-пироксенового или пироксенового состава. Наиболее внешняя кайма существенно биотитовая.

Нефелин отмечен только в основной массе в виде мелких изометричных зерен размером до 0,2–0,3 мм в поперечнике, цеолитизируется. Часто в породе присутствуют идиоморфные кристаллы апатита, иногда ассоциирующиеся с магнетитом, биотитом, пироксеном. В целом рассматриваемые породы по структурным и минералогическим особенностям близки к шонкинитам, но отличаются от последних меньшим содержанием темноцветных минералов и большей ролью калиевого полевого шпата. Их можно рассматривать как нефелинсодержащие мезолитовые сиениты.

Плаггиоклазсодержащие сиениты наиболее хорошо изучены в Улугейском сиенитовом массиве, где ими сложена его центральная часть ("ядро"). Это зеленовато-серые и серые массивные или порфириовидные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (40–80%), плаггиоклаза (5–30%), биотита (4–10%), амфибола (1–12%), пироксена (до 8–10%), магнетита (2–5%), апатита (1–2%). Часто отмечается кварц (до 3–4%), но в центральных частях "ядра" встречаются и щелочные разновидности, содержащие нефелин (до 5%). Акцессорные минералы — сфен, циркон, ильменит. Массивные разновидности сиенитов и основная масса порфириовидных сиенитов обычно среднезернистые, участками до мелкозернистых. Массивные сиениты характеризуются более равномернозернистым строением. Вкрапленники в порфириовидных сиенитах составляют не более 15% объема породы, представлены плаггиоклазом, пироксеном, несколько реже биотитом, амфиболом, а также калиевым полевым шпатом и апатитом. Количество темноцветных минералов в рассматриваемых породах составляет 15–35%. Преобладают разновидности биотит-амфиболового и пироксен-амфибол-биотитового состава, реже проявлены биотит-пироксеновые, пироксен- или амфиболосодержащие биотитовые сиениты. Биотит-пироксеновые сиениты тяготеют к центральной части "ядра" массива. Они особенно богаты темноцветными минералами (до 30–35%), наиболее бедны ими существенно биотитовые сиениты и некоторые разновидности биотит-амфиболовых сиенитов.

Плаггиоклаз наблюдается в виде удлиненно-призматического или призматического облика кристаллов размером от долей миллиметра до 2–2,5 мм (во вкрапленниках), идиоморфных по отношению к калиевому полевоу шпату. Вкрапленники плаггиоклаза содержат включения биотита, магнетита, пироксена, апатита, иногда зональные (от № 35–46 в ядрах до № 22–32 в периферических частях). Фиксируется сосюритизация центральных частей зональных кристаллов. Незональные кристаллы, в том числе основной массы порфириовидных сиенитов, по составу отвечает олигоклазу и андезин-олигоклазу (№ 22–30), изредка альбит-олигоклазу (№ 10–15). Порфировые выделения плаггиоклаза нередко обрастаются калиевым полевым шпатом. Плаггиоклазом наиболее богаты кварцсодержащие биотит-пироксеновые и существенно биотитовые сиениты (до 30%), обеднены разновидности биотит-амфиболового состава, а также нефелинсодержащие биотит-пироксеновые сиениты.

Калиевый полевой шпат — основной компонент рассматриваемых пород, составляет не менее 50% объема сиенитов, редко до 40%. Присутствует в виде изометричных зерен с неровными очертаниями, ксеноморфными по отношению к плаггиоклазу. Размер зерен от 0,1–0,2 до 3 мм. Слабо пелитизирован, причем часто центральные части зерен, особенно крупных, чистые, непелитизированные, иногда содержат включения пластинок биотита и зерен магнетита. Калиевым полевым шпатом обогащены (до 75–80%) нефелинсодержащие сиениты и разновидности, содержащие повышенное количество амфибола (амфибола больше, чем биотита и пироксена).

Пироксен наблюдается в виде короткопризматических кристаллов размером от 0,3 — 0,4 до 2 мм по удлинению, окрашенных в светло-зеленый цвет; $cNg = 40–43^\circ$, часто замещается (вплоть до полных псевдоморфоз) амфиболом, реже — биотитом. В сиенитах Улугейского массива очень редко присутствует эгирин-авгит — мелкие (менее 0,1 мм) короткопризматические кристаллы травяно-зеленого цвета, $cNp = 29–34^\circ$, развивается по светло-зеленому диопсид-авгиту в кварцсодержащих сиенитах. Биотит повсеместно присутствует в сиенитах, образуя пластинки с неровными границами (размером до 0,4–0,6 мм по удлинению). Содержит включения зерен магнетита или образует с последним сростки. Плеохроизм биотита: Ng — красновато-коричневая, коричневая до бурой (в ядрах зональных кристаллов), Np — светло-желтая. Биотит обрастает зернами не только пироксена, но иногда и зеленого амфибола.

Амфибол также практически постоянно отмечается в сиенитах, но количество его сильно варьирует (1–10%), заметно понижаясь в биотит-пироксеновых и существенно биотитовых сиенитах, где амфибол является второстепенным минералом. Амфибол представлен гастингситом (?), образующим удлиненно-призматического и призматического облика кристаллы размером до 1,2 мм по удлинению, с включениями биотита и магнетита. Крупные кристаллы (более 0,5–0,6 мм по удлинению), как правило, содержат реликтовые ядра, сложенные пироксеном. Оторочки амфибола вообще характерны для кристаллов пироксена. Окраска амфибола по N_g грязновато-зеленая, иногда с голубоватым оттенком, по N_p бледно-зеленая до желто-зеленой; $cN_g = 18–28^\circ$, высокое двупреломление ($\Delta \geq 0,020$). Значительно реже в незначительных количествах в сиенитах (кварцосодержащих) фиксируется арфведсонит (?) в виде либо удлиненно-призматического облика кристаллов с игольчатыми окончаниями, либо оторочек вокруг гастингсита. Окраска по N_p от голубоватой до светло-синей, по N_g зеленовато-желтая; $cN_p = 16–23^\circ$.

Магнетит – характерный минерал плагиоклазосодержащих сиенитов. Присутствует во всех их разновидностях в виде мелких округлых или неправильной формы зерен размером менее 0,4 мм. Также обычен в сиенитах сероватый апатит, образующий идиоморфные кристаллы размером до 1 мм по удлинению. Головки кристаллов округлые или четко пирамидальные. Изредка в сиенитах в качестве примеси фиксируется карбонат в виде неправильной формы мелкозернистых агрегатов размером менее 0,1–0,2 мм. Во многих разновидностях сиенитов встречается второстепенный кварц – мелкие (менее 0,2 мм в поперечнике) неправильной формы зерна, расположенные в интерстициях между зернами полевого шпата. Наиболее богаты кварцем (до 4%) биотит-амфиболовые сиениты.

Нефелиносодержащие биотит-пироксеновые сиениты проявлены в центральной части "ядра" Улугейского сиенитового массива. Нефелин в них присутствует в качестве второстепенного минерала (до 5%) в основной массе в виде мелких (до 0,1–0,2 мм) неправильной формы зерен, расположенных между кристаллами калиевого полевого шпата и резко ксеноморфных по отношению к последним. Зерна нефелина окрашиваются в красный цвет при прокрашивании шлифов алюмином. Нефелиносодержащие сиениты отличаются от других разновидностей пониженным содержанием плагиоклаза (5–15%), по составу варьирующего от олигоклаз-андезита №25–35 в ядрах зональных кристаллов до альбит-олигоклаза №10–15 ($N_{пл} < N_{к.б.}$) в периферических частях зональных кристаллов и в незональных кристаллах. Пироксен представлен обычно светло-зеленым диопсид-авгитом ($cN_g = 40–42^\circ$), реже зеленым эгирин-авгитом ($cN_p, 38–40^\circ$), замещающим с периферии кристаллы диопсид-авгита.

Сходные нефелиносодержащие сиениты установлены в юго-восточной части комплекса Баян-Хушу. Это тоже существенно калишпатовые породы, содержащие 10–15% плагиоклаза, 8–10% зеленого диопсид-авгита ($cN_g = 38–43^\circ$); 5–6% биотита, а также магнетит (3–4%), апатит (1–2%), нефелин (до 2–3%) и акцессорные сфен и циркон. Диопсид-авгит иногда окружен каемками эгирин-авгита ($cN_p = 40–43^\circ$), который образует и самостоятельные кристаллы. По диопсид-авгиту развивается амфибол: N_g – коричневатозеленая, N_p – светло-зеленая, $cN_g = 24–26^\circ$. Нефелин фиксируется при прокрашивании в виде мелких зерен, резко ксеноморфных по отношению ко всем порообразующим минералам.

Содержание нефелина в щелочных сиенитах на отдельных участках Улугейского массива достигает 7–8%, породы по составу приближаются уже к нефелиновым сиенитам. В подобных породах плагиоклаз редок, полевой шпат представлен почти исключительно пелитизированным калиевым полевым шпатом, иногда альбитизированным; пироксен – светло-зеленым диопсид-авгитом ($cN_g = 38–43^\circ$), реже эгирин-авгитом ($cN_p = 37–42^\circ$). Амфиболизация пироксена проявлена очень слабо. Пироксен и биотит составляют 20–25% объема породы.

Нефелиновые сиениты проявлены в основном в комплексах Мушугай-Худук (бесплагиоклазовые разности) и Улугейском (плагиоклазосодержащие разности) локально, принимая незначительное участие в строении ряда сиенитовых массивов. Нефелиновые сиениты комплекса Мушугай-Худук – крупно-, в целом равномернозернистые массивные розовато-серые породы с гипидиоморфнозернистой структурой (участками с пойкилитовой структурой), сложены калиевым полевым шпатом (60–70%), нефелином (10–15%), пироксеном (10–12%), биотитом (8–12%), амфиболом (до 6%), магнетитом (2–6%), апатитом (до 2–3%). Акцессорные минералы – сфен, циркон. Темно-

цветные минералы составляют до 30% объема породы. В породе преобладают крупные зерна и плохо оформленные, иногда сдвойникованные кристаллы размером до 3–4 мм калиевого полевого шпата, структурно подчиненные темноцветным минералам. Выделения калиевого полевого шпата в той или иной мере пелитизированы, содержат включения биотита, пироксена, магнетита, апатита, иногда и цеолитизированного нефелина. Нефелин наблюдается в виде идиоморфных кристаллов размером до 0,8–1,0 мм в поперечнике, очень сильно цеолитизирован. Пироксен присутствует в виде идиоморфных призматических кристаллов и зерен размером до $1 \times 1,5$ мм, иногда содержащих вроски биотита, магнетита, апатита. Окраска бледно-зеленоватая до светло-зеленой, не плеохроитует; наряду с эгирин-авгитом ($cNp = 34-40^\circ$) присутствует диопсид-авгит ($cNg = 38-43^\circ$), даже преобладающий в крупных кристаллах из сиенитов, обогащенных темноцветными минералами. В то же время периферические части таких кристаллов и более мелкие сложены эгирин-авгитом. Пироксен замещается амфиболом, причем иногда довольно интенсивно, так что амфибол может играть роль породообразующего минерала. Плеохроизм: Ng — зелено-коричневая до коричнево-зеленой, Nm — коричневая, Np — желто-зеленая с коричневатым оттенком; $cNg = 34-38^\circ$.

Кварцевые сиениты и сиенит-порфиры обнаружены в комплексах Мушугай-Худук, Цогт-Обинском, Улутейском. В комплексе Мушугай-Худук они проявлены локально, в основном образуют редкие дайковые тела. Более широко распространены кварцевые сиениты в Цогт-Обинском и Улутейском комплексах. В последнем они отмечаются главным образом в пределах Улутейского сиенитового массива, где ими сложена периферическая зона и центральная часть тела неправильной формы (см. рис. 11). Кварцевые сиенит-порфиры периферической зоны массива — розоватые, серовато-розовые или светло-серые порфировидные породы, содержащие 5–20% вкрапленников калиевого полевого шпата и биотита (при преобладании первого), иногда магнетита. Основная масса породы от тонко- до среднезернистой. Тонко- и мелкозернистые разновидности распространены в основном во внешней части периферической зоны вблизи контакта с вмещающими палеозойскими породами, часто характеризуются трахитоидной структурой, более темной окраской и меньшим количеством вкрапленников (до 5%). Лучше раскристаллизованные разновидности кварцевых сиенит-порфиров с аллотриоморфнозернистой структурой основной массы имеют до 20% вкрапленников. Все разновидности кварцевых сиенит-порфиров лейкократовые, содержащие до 5–7% темноцветных минералов. Во вкрапленниках преобладает калиевый полевой шпат, наблюдающийся в виде крупных таблитчатых кристаллов размером до 0,5–1,0 см по удлинению или их сростков. Наибольшим идиоморфизмом характеризуются вкрапленники из пород с тонкозернистой структурой. Вкрапленники калиевого полевого шпата в периферических частях обычно пелитизированы, иногда содержат тонкие пертиты; центральные части кристаллов большей частью чистые, не пелитизированы, иногда присутствуют в них включения пластинок биотита, зерна магнетита. Изредка здесь отмечается реликтовый олигоклаз-андезин (№26–32). Биотит вкрапленников образует пластинки с идиоморфными очертаниями (размером до 2,5–3,0 мм по удлинению), окрашенные в коричневый или бурый цвет (в тонкозернистых разновидностях), с вросками зерен рудного минерала.

Основная масса кварцевых сиенит-порфиров сложена главным образом калиевым полевым шпатом и кварцем, а также несдвойникованным альбитом, редким коричневым биотитом, магнетитом. Аксессуары — циркон, апатит, ильменит. Калиевый полевой шпат в основной массе наблюдается в виде изометричных зерен или таблитчатых кристаллов с неровными очертаниями (до 0,1–0,2 мм), часто пелитизирован, иногда содержит пертиты. Кварц характерен для рассматриваемых пород, составляет 10–15% их объема. Встречен только в основной массе в виде зерен, резко ксеноморфных по отношению к полевому шпату.

Кварцевые сиениты, обнаруженные в центральной части Улутейского сиенитового массива, — желтовато-розовые и розовые лейкократовые порфировидные породы, содержащие 30–45% порфировых выделений калиевого полевого шпата и биотита в средне- и крупнозернистой основной массе. В зоне эндоконтакта тела кварцевых сиенитов и в апофизах, секущих сиениты "ядра", наблюдаются светло-серые или розовато-серые резко порфировидные кварцевые сиениты, содержащие 5–15% вкрапленников в тонкозернистой, участками трахитоидной основной массе. Здесь они приобретают облик кварцевых сиенит-порфиров периферической зоны массива, рассмотренных ранее.

Вкрапленники в кварцевых сиенитах представлены калиевым полевым шпатом, образующим кристаллы размером до 1–1,5 см, обычно в краевых частях пелитизированные и содержащие пертиты. С периферии они замещаются альбитом (№5–7), в том числе шахматным. Фиксируются сростки кристаллов калиевого полевого шпата. Вкрапленники его могут содержать включения идиоморфных табличек плагиоклаза (№24–32). Биотит вкрапленников присутствует в виде пластинок размером до 3 мм по удлинению, окрашенных (по λ_g) в коричнево-бурый, иногда в красновато-коричневый цвет (в краевых частях редких зональных кристаллов).

Основная масса кварцевых сиенитов сложена калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом, к которым в незначительных количествах присоединяются биотит, рудный минерал. Аксессуары — циркон, сфен. Калиевый полевой шпат в основной массе присутствует в виде таблитчатых кристаллов, обычно в той или иной мере пелитизированных и содержащих пертиты. Плагиоклаз, слагающий 3–12% объема породы, также образует таблитчатые идиоморфные кристаллы. По составу он большей частью отвечает олигоклазу (№ 15–25), реже олигоклаз-андезину (до №30) или альбиту (до №8–10). Наиболее бедны плагиоклазом (до 3%) сиениты эндоконтактных зон и апофиз. Кварц, как и в случае кварцевых сиенит-порфиров, составляет 10–15% объема породы и встречен только в ее основной массе в виде зерен, резко ксеноморфных по отношению к полевым шпатам. Зерна кварца обычно мелкие (менее 0,1–0,2 мм), но в закаленных разностях кварцевых сиенитов они иногда более крупные (до 0,3×0,5 мм).

Кварцевые сиенит-порфиры комплекса Мушугай-Худук характеризуются отсутствием плагиоклаза и в петрографическом отношении близки к кварцевым сиенит-порфирам Улугейского комплекса. В то же время они богаче кварцем (до 20% объема породы), иногда в заметных количествах содержат карбонат (до 8–10% объема породы).

Пирокластические породы

Пирокласты являются характерным типом вулканогенных пород щелочных комплексов Южной Монголии. Они встречены практически во всех районах развития позднемезозойского эффузивного магматизма и тесно связаны с щелочными эффузивами, слагая слои и линзы различной мощности в основании покровов эффузивов. Кроме того, они приурочены к жерловым фациям, где нередко сопряжены с проявлением интрузивного магматизма и рудоносных пород.

Пирокластические породы представлены туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, англомератами (в том числе и крупноглыбовыми). К этому же классу пород отнесены эруптивные брекчии, тяготеющие к жерловым фациям. Среди туфов преобладают разности трахитового состава. В основании покрова меланократовых щелочных эффузивов комплекса Мушугай-Худук проявлены меланефелинитовые туфы и весьма локально туфы фонолитового состава. В агломератах, туфобрекчиях, туфоконгломератах обломочный материал представлен трахитами, полевым шпатом (обычно санидином, анортклазом, редко плагиоклазом), биотитом, апатитом, иногда осадочными и интрузивными породами основания, меланефелинитами, пироксеном. Например, туфы в основании разреза меланефелинитов (участок Мушугай-Худук) содержат, кроме преобладающих (80–90%) частиц меланефелинитов, обломки пород и минералы: 1) песчаников с мелкозернистым кварцевым цементом; 2) микрокварцитов с полосчатой текстурой; 3) слоистых микрозернистых алевролитов; 4) плагиоклазовых пород; 5) лейколатитов; 6) зерен калиевого полевого шпата, альбитизированных с периферии; 7) зерен кварца; 8) тонкошелушчатых слюдистых пород; 9) апатита и биотита. Обломки собственно меланефелинитов в туфах ориентированы беспорядочно, что подчеркивается ориентировкой флюиальности и расположением микролитов апатита и биотита в отдельных частицах. Некоторые обломки резко обогащены лейцитом. Цемент большей частью трахитовый, существенно силикатный, но часто содержит примесь карбонатного материала, в меланефелинитовых туфах — меланефелинитовый с карбонатом и гематитом. Карбонат и отчасти кварц могут выполнять миндалины или оторочивать пустоты в пирокластах с пузрыистой цементирующей массой.

Встречаются также агломераты, в цементе которых содержится повышенное количество кальцита (до 15–20%) или он целиком карбонатный. Такие породы уже относятся к карбонатно-силикатным пирокластам. К последнему типу пород принадлежит также значительная часть эруптивных брекчий из минерализованных зон Улугейского

комплекса и особенно комплекса Мушугай-Худук. Здесь они располагаются обычно в контактовых зонах интрузивных массивов или в их надынтрузивных зонах, пространственно тяготея к жерловым фациям палеовулканов. В эруптивных брекчиях обломочный материал представлен трахитами, сиенитами (в том числе и нефелиновыми), сиенит-порфирами, калиевым полевым шпатом, реже осадочно-метаморфическими породами (сланцами, кварцитами). Цемент существенно кальцитовый, тонкозернистый до среднезернистого, возможно присутствие флюорита, барита, целестина, кварца. Обломки силикатных пород и полевого шпата секутся карбонатными прожилками, в той или иной степени карбонатизируются на контакте с цементирующей массой. Кроме того, в комплексе Мушугай-Худук обнаружены пористые силикатно-карбонатные туфы, сложенные кальцитом, кварцем (халцедоном), флюоритом с существенной примесью барита. Это тонко-, мелко- и среднезернистые пористые породы, содержащие 20–50% пустоокруглой или неправильной формы. В них встречаются мелкие обломки эффузивов, сланцев, калиевого полевого шпата, кристаллического кварца. Обломки остроугольные с ровными очертаниями, карбонатизация их почти не проявлена. Иногда встречаются обломки крупных кристаллов апатита, а также мелкокристаллические трахитоидного облика агрегаты апатита, местами имеющие облик стекловатой ваты.

Несиликатные породы

Магнетит-apatитовые породы обнаружены в основном в комплексе Мушугай-Худук, а меньшей мере они проявлены в комплексах Улугейском, Баян-Хушу, Хэцу-Тэг. В комплексе Мушугай-Худук в пределах рудоносных зон нередко жильные магнетит-apatитовые породы, а также встречено штокообразное эллиптической формы тело Апатитовое, центральная часть которого сложена существенно магнетитовыми, а более мощная периферическая зона — существенно апатитовыми породами (см. рис. 4). В Улугейском комплексе в центральной части Улугейского сиенитового массива установлены редкие тела магнетит-apatитовых пород прожилковой, линзовидной, неправильной формы. Весьма локально эти породы развиты в комплексах Хэцу-Тэг и Баян-Хушу, соответственно в виде ксенолитов в трахитовых пирокластах (Хэцу-Тэг) и редких прожилков (существенно магнетитового состава) в сиенитах (Баян-Хушу).

Магнетит-apatитовые породы — коричневые, коричнево-бурые, грязно-зеленые, зеленовато-серые, темно-серые образования с массивной, атакситовой, брекчиевидной, полосчатой (трахитоидной) текстурой, неравномерно-, крупно- или мелкозернистые. Структура гиллидоморфнозернистая, сидеронитовая, иногда криптовая или трахитоидная. Магнетит-apatитовые породы сложены апатитом, магнетитом, железистым флогопитом, к которым могут присоединяться кальцит, кварц (халцедон), целестин, барит. Количество апатита и магнетита, составляющих не менее 85–90% объема породы, заметно варьирует. Большей частью преобладает апатит, реже — магнетит (до 70–75% объема породы, но в основном 20–35%). Флогопит составляет до 5–6% объема породы. Для апатита характерны идиоморфные кристаллы коротко- или удлиненно-призматического облика, размером от долей миллиметра до 2,5–3 см по удлинению. В ряде случаев крупные кристаллы апатита заметно брекчированы. Магнетит образует зерна изометричной или неправильной формы, размером от долей миллиметра до 5–6 см, реже идиоморфные кристаллы октаэдрического облика с округленными вершинками, размером до 1–1,5 см в поперечнике. Очень часто магнетит гематизирован или лимонитизирован. Флогопит наблюдается в виде идиоморфных пластинок размером до 3–4 см в поперечнике, окрашенных (по Mg) в коричневый или светло-коричневый цвет. В прожилковых апатит-магнетитовых породах комплекса Баян-Хушу вместо флогопита роль породообразующего минерала (до 8–10%) играет бурый биотит.

В обычных разновидностях структура породы сидеронитовая, реже гиллидоморфнозернистая или криптовая. Во всех случаях магнетит и флогопит структурно подчинены апатиту, а магнетит — и флогопиту. Кроме того, обычно участки, в пределах которых крупные идиоморфные кристаллы апатита включены в мелкокристаллический апатитовый агрегат. При этом кристаллики апатита удлиненно-призматического облика как бы обтекают крупные его кристаллы, так что в этих случаях порода приобретает порфировидный трахитоидный облик. Для разновидностей, обогащенных магнетитом, характерна брекчиевая или криптовая структура. Кроме того, встречаются разновидности магнетит-apatитовых пород (с приблизительно равными количествами апатита и магне-

ита), в которых идиоморфные октаэдрического облика магнетиты размером до 1,5 см располагаются в мелко- и среднезернистом апатитовом агрегате.

Карбонат и кварц, нередко присутствующие в магнетит-apatитовых породах, образуют ксеноморфные выделения (в основном мелкозернистые агрегаты), которые могут включать идиоморфные кристаллы апатита или располагаться между ними. Иногда устанавливается наложенный характер этих минералов, причем в этих случаях флогопит замещается бесцветной слюдой.

Поздние изменения магнетит-apatитовых пород заключаются в их карбонатизации и окварцевании; в итоге соответственно образуются апатитовые карбонатиты или кварц (халцедон)-apatитовые породы. Характерно, что при этом апатит часто перекристаллизовывается с образованием идиоморфных кристаллов, а раздробленные кристаллы первичного апатита даже регенерируются (внешние каймы с идиоморфными очертаниями). Магнетит в процессе указанных изменений гематизируется, слюда, по-видимому, гидратируется, а в интенсивно измененных породах исчезает.

Своеобразный тип апатитовых пород встречен в теле Апатитового комплекса Мушугай-Худук. Это коричневые или желтовато-коричневые трахитоидного облика породы, сложенные главным образом апатитом (80–90%), к которому присоединяется магнетит (обычно сильно измененный). Флогопит в этих породах не обнаружен. Апатит образует желтоватые удлинено-призматического облика линейно ориентированные кристаллы длиной от долей до 1–1,5 мм, расположенные в буроватой, весьма тонкозернистой массе. Иногда здесь встречаются более крупные призматические кристаллы (вкрапленники?) зеленоватого цвета, которые обтекаются мелкозернистым трахитоидным апатитовым агрегатом. В центральной части тела Апатитового отмечаются *существенно магнетитовые породы*, сложенные крупными копьевидными кристаллами магнетита до 10–15 см по удлинению. В них фиксируется примесь апатита (до 5–7%).

Еще один тип апатитосодержащих образований, установленный в комплексе Мушугай-Худук, представлен *флюорит-целестин-магнетит-apatитовыми породами*, более поздними по отношению к карбонатитам и целестиновым породам, ксенолиты которых они содержат. Это мелкозернистые брекчиевидного облика породы, сложены короткопризматическими кристаллами апатита и целестина, идиоморфными кристаллами темно-фиолетового флюорита, зернами измененного магнетита и более редкого барита, расположенными в тонко- и мелкозернистой массе того же состава. Апатит составляет 20–50% объема породы, флюорит — 10–20, целестин — 20–40, измененный магнетит — 5–25%. Минимальные содержания апатита отмечены в разностях, обогащенных целестином.

Карбонатиты — характерная составная часть ряда рассматриваемых комплексов, хотя всегда резко подчинены силикатным магматическим породам. Как уже отмечалось, карбонатный материал — обычная примесь в пирокластах, основной массе эффузивных и в некоторых интрузивных породах. Кроме того, выявлены пирокласты карбонатно-силикатного состава, а также карбонатитовые туфогенные образования. Собственно карбонатиты наиболее широко распространены в комплексе Мушугай-Худук, в меньшей мере они проявлены в комплексах Баян-Хушу, Цогт-Обинском, Улугейском. Они не обнаружены в комплексах Хэцу-Тэг, Дурбент-Дориту, Хавтагай-Ула, где проявлен исключительно эффузивный щелочной магматизм завершающей стадии формирования щелочных комплексов.

Карбонатитами сложены жильные тела среди магматических силикатных пород, но в основном они приурочены к минерализованным зонам катаклаза, брекчирования щелочных пород и развития эруптивных брекчий. Подобные зоны тяготеют к жерловым фациям (особенно четко это проявлено в комплексе Мушугай-Худук), к контактовым зонам сиенитовых массивов (комплексы Мушугай-Худук, Цогт-Обинский, Баян-Хушу) или к разломам внутри последних (Улугейский комплекс). В комплексах Мушугай-Худук и Баян-Хушу карбонатиты тесно ассоциируют и связаны переходами с кальцит-флюоритовыми, флюоритовыми, флюорит-целестиновыми, целестиновыми, флюорит-баритовыми, кварцевыми и другими жильными породами, в которых кальцит (анкерит) подчинен флюориту, целестину, бариту, кварцу. Подобные образования не характерны для Улугейского комплекса, так как здесь отсутствуют породы, обогащенные флюоритом, баритом или целестином.

Окраска и текстурно-структурный облик карбонатитов сильно варьируют. Карбонатиты белого, светло-серого, серого, коричневого, бурого цвета, неравномернозернистые; текстура массивная, неяснополосчатая, полосчатая, брекчиевидная, атаксито-

вая. В комплексе Мушугай-Худук отмечено жильное тело оолитоподобных доломитовых карбонатитов. Отдельные разности карбонатитов пористые. Преобладают кальцитовые карбонатиты, реже наблюдаются доломитовые и анкеритовые карбонатиты. Карбонат в основном в виде кальцита составляет основной объем пород — обычно более 90% (до 98–99%), но фиксируются их разновидности, обогащенные кварцем, флюоритом, баритом, целестином, в которых присутствует 50–70% карбоната. Кроме карбоната, в строении карбонатитов участвуют флюорит (до 20–25%), целестин (до 10–15%), барит (до 8–10%), кварц (до 40%), гематит (лимонит), а также калиевый полевой шпат, слюда, апатит, багнетит.

Кальцит большей частью слагает зернистые агрегаты, реже в последних отмечаются лейстовидные выделения размером до 0,5–0,6 мм по удлинению; наблюдаются также остросромбоздрические кристаллы длиной до 0,7–0,8 мм в звездчатых или крестообразных срастаниях, иногда включенные в анкерит. Кальцит образуется раньше анкерита (доломита), но в ряде случаев является более поздним. Выявлены тонкие кальцитовые прожилки, секущие флюорит, анкерит и даже кварц. Кроме того, прожилки крупнозернистого кальцита могут пересекать и мелкозернистые кальцитовые карбонатиты.

Анкерит (доломит) фиксируется в виде ромбоздрических кристаллов размером до 1–1,5 мм по удлинению, обычно зональных — с осветленными и бурыми зонками. Отмечены также лейстовидные кристаллы анкерита. Включения кристаллов анкерита установлены в кварце, флюорите и кальцитовом агрегате. Как уже отмечалось, анкерит (доломит) большей частью образуется позже кальцита, замещая, обрастая, пересекая (в прожилках) последний, но иногда ромбоздри анкерита обрастаются, корродируются кальцитом. Часто отмечается сопряженное развитие анкерита и кварца (халцедона), в том числе и в кальцитовых карбонатитах, причем анкерит может присутствовать в центральных частях халцедоновых сферолитовых агрегатов. Характерно, что во многих типах кварцевых пород карбонат представлен анкеритом, а анкерит-кварцевые агрегаты могут содержать реликты кальцитовых карбонатитов.

Флюорит — один из наиболее распространенных некарбонатных минералов карбонатитов. Он присутствует в последних в виде зерен и кристаллов размером до 0,6–0,7 мм в поперечнике, бесцветных или чаще окрашенных в бледно-фиолетовый и фиолетовый цвета. Наблюдаются также сероватые или зеленовато-серые кристаллы флюорита. Встречены зональные его кристаллы с бесцветными краевыми зонами. Флюорит ассоциирует с кальцитом и анкеритом; обычен в кальцитовых карбонатитах.

Полевой шпат и слюда фиксируются в карбонатитах, залегающих в минерализованных зонах дробления — эруптивных брекчиях. Здесь силикатные породы карбонатируются, причем биотит щелочных пород замещается бесцветной слюдой, а калиевый полевой шпат заметно корродируется кальцитом. В то же время неправильной формы зерна калиевого полевого шпата и пластинки бесцветной слюды присутствуют в карбонатитах на участках, удаленных от контакта с щелочными породами.

Апатит в виде зерен, кристаллов и их обломков наблюдается чаще в ранних кальцитовых карбонатитах. Окраска апатита (макроскопически) зеленоватая, сероватая. В Улугейском массиве в карбонатитах нередок черный апатит — линейно ориентированные кристаллы, расположение которых придает породам полосчатую текстуру.

Кварц в карбонатитах присутствует в виде мелко- и среднезернистых агрегатов зерен, кристаллов размером до 1–1,5 мм по удлинению; характерны также сферолитовые и радиально-лучистые кварцевые или халцедоновые агрегаты. Появление кварца в кальцитовых карбонатитах в основном связано с их силификацией, особенно интенсивно проявленной в комплексе Мушугай-Худук. При наложении силификации в карбонатитах появляются участки кварца (халцедона) неправильной, округлой, прожилковой формы. При этом кварц (халцедон) корродирует, замещает кальцит и флюорит, вплоть до образования существенно кварцевых пород. Как уже отмечалось, с развитием кварца часто сопряжено образование анкерита, но силификации подвергаются и анкеритовые карбонатиты, причем, видимо, более ранний кварц может цементироваться тонкозернистыми халцедоновыми агрегатами.

Целестин и барит присутствуют в кварцсодержащих карбонатитах (кальцитовых и анкеритовых), повышенные их содержания часто характерны для карбонатитов, обогащенных кварцем. Целестин имеет изометричные или неправильной формы зерна, макроскопически окрашенные в белый или голубоватый цвет. Барит образует плохо оформленные кристаллы и зерна неправильной и изометричной формы, иногда структурно подчиненные кварцу, содержит включения кальцита и флюорита.

Химический состав пород щелочных комплексов Южной Монголии изучался по данным 153 химических анализов, приведенных в табл. 2, 3. Большинство этих анализов (123) выполнено в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР по материалам авторов, часть анализов заимствована из опубликованных работ [4, 5, 39]. Данные табл. 2, 3 характеризуют химический состав практически всех разновидностей эффузивных и интрузивных щелочных пород (см. табл. 2), а также рудоносных образований (см. табл. 3). Эти данные пересчитаны по методу А.Н. Заварицкого [17] и нормативно-минеральному методу (CYPW) [58]. Точки составов эффузивных и интрузивных пород изучавшихся комплексов нанесены на диаграмму $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 26), являющуюся базовой классификационной диаграммой магматических пород [1]. Выявляется отчетливое соответствие между приведенными ранее петрографическими характеристиками пород и этой петрохимической классификацией, что особенно важно при диагностике эффузивов. Средний химический состав разновидностей щелочных пород рассматриваемых комплексов приведен в табл. 4.

Комплекс Мушугай-Худук

Магматические силикатные породы

Породы этого комплекса наиболее широко варьируют по составу — от меланефелинитов до трахириодацитов среди вулканитов и от шонкинитов до кварцевых сиенитов среди plutонических пород. Здесь выявлены все разновидности щелочных эффузивов, участвующих в строении рассматриваемых комплексов, и подавляющая часть интрузивных образований (за исключением плагиоклазсодержащих сиенитов).

Меланократовые щелочные эффузивы ряда нефелиновые мелалейцититы—меланефелиниты — наиболее ранние магматические породы комплекса Мушугай-Худук — имеют довольно выдержанный химический состав (см. табл. 2). Наиболее значимыми для этих пород являются вариации содержания (в %) глинозема (12,95—15,84), магния (5,04—8,08), кальция (8,67—12,44), натрия (3,24—4,93) и калия (2,46—4,09), что, видимо, коррелируется с изменениями в соотношении лейкократовых и меланократовых минералов в этих породах. Соответственно их характеристика: $a = 11,8-17,4$, $b = 26,4-39,2$ при обычно низких значениях характеристики c . Это наиболее бедные и недосыщенные кремнеземом магматические щелочные породы ($s = 50,1-55,2$ при $Q = (-24,7) \div (-28,5)$), содержащие до 22,4% нормативного нефелина и до 10,5% нормативного лейцита (в сумме до 27%). Суммарное количество щелочей в меланократовых щелочных эффузивах составляет 8,08—8,82% при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,54-1,17$. По сравнению с другими породами они наиболее обеднены калием относительно натрия (в среднем $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,75$). Коэффициент агаитности их равен 0,54—0,88. Меланократовые щелочные эффузивы характеризуются довольно выдержанными повышенными концентрациями титана, фтора, окисного и закисного железа, причем $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,99-1,81$. Высоко в них и содержание фосфора (до 2,39% P_2O_5) при 2,7—5,7% нормативного апатита. Постоянное присутствие кальцита в меланефелинитах—мелалейцититах подтверждается обнаружением в породах заметных содержаний углекислоты (до 4,4%).

Интрузивные аналоги меланократовых щелочных эффузивов в комплексе Мушугай-Худук не обнаружены. Наиболее меланократовые щелочные интрузивные породы представлены *шонкинит-порфирами и родственными им мезолитовыми щелочными сиенитами*. Шонкинит-порфиры обеднены и заметно недосыщены кремнеземом ($s = 59,7-63,0$; $-Q = 11,4-19,3$), содержат нормативный нефелин (до 12,8%). В отличие от мелалейцитит-меланефелинитов являются менее меланократовыми ($b = 16,9-19,8$), но богаче глиноземом (до 16,7%) и щелочными алюмосиликатами ($a = 17,8-19,3$). Некоторые вариации в химическом составе шонкинит-порфиров прежде всего определяются соотношением в них щелочных алюмосиликатов и темноцветных минералов. Суммарное содержание щелочей в этих породах составляет 9,32—10,35% при отношении $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,92-1,40$; коэффициент агаитности 0,80—0,83. В шонкинит-порфирах окисное железо преобладает над закисным — $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 1,08-1,66$. В отличие от шонкинит-порфиров мезолитовые щелочные сиениты (шонкинит-сиениты) являются более кремнекислыми и лейкократовыми ($s = 66,1$; $t = 14,2$), в меньшей мере недо-

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) эффузивных, интрузивных и пирокластических пород щелочных комплексов

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
Муш 1897	Нефелиновые мелалей-цититы – меланефелиниты	45,12	1,18	14,22	4,08	4,13	0,16	5,04	8,67	
Муш 1948	То же	43,09	1,56	12,95	4,35	4,02	0,14	6,90	9,65	
Муш 1978	"	44,43	1,10	13,94	4,77	3,05	0,16	5,27	8,34	
Муш 1980	"	43,12	1,34	13,38	5,89	3,23	0,15	7,91	10,63	
Муш 1880/1	"	43,94	1,19	13,82	4,53	3,95	0,13	6,02	10,16	
Муш 1980/3	"	43,99	1,17	13,87	4,13	4,49	0,15	6,21	9,72	
Муш 1090/73***	"	41,40	1,70	15,84	4,44	4,25	0,13	8,08	12,44	
Муш 2****	"	45,6	1,16	15,8	4,22	4,22	0,2	6,06	11,24	
Муш 1106/75***	Фонолиты	55,24	0,83	17,85	2,56	1,72	0,10	1,24	5,58	
Муш 1090/175***	То же	56,00	0,58	17,28	5,30	0,62	0,13	1,04	2,64	
Муш 1960/28	"	56,74	0,70	17,03	4,01	0,90	0,11	1,01	3,29	
Уг 4015/6	"	55,07	1,23	15,31	5,79	0,50	0,09	2,60	5,23	
Муш 4148/1	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты (покровные)	63,04	0,52	17,30	2,96	0,40	0,07	0,36	1,05	
Муш 1870	То же	61,90	0,59	17,16	2,56	1,25	0,09	0,96	2,04	
Муш 1874	"	58,88	0,80	17,62	3,31	0,72	0,10	0,71	3,96	
Муш 1870/7	"	61,88	0,60	16,62	2,49	1,15	0,08	0,64	2,64	
Муш 1872/6	"	61,68	0,47	16,90	3,78	0,63	0,07	0,75	1,75	
Муш 1938/3	"	61,78	0,76	16,54	2,86	1,58	0,03	0,64	2,27	
Муш 1938/5	"	62,00	0,82	17,08	2,53	1,37	0,05	0,72	2,60	
Муш 625/74***	"	59,20	0,70	18,41	4,32	0,20	0,08	1,05	2,70	
Муш 1984	"	62,04	0,75	17,31	3,45	0,90	0,06	0,54	1,79	
БХ 1936/16	"	60,88	0,76	17,24	2,98	0,91	0,07	0,85	2,88	
ХЦ 4041	"	60,88	0,85	17,77	4,74	0,44	0,09	0,68	1,79	
ХЦ 4073/1	"	60,59	0,76	17,10	4,00	1,26	0,08	0,70	1,98	
ХЦ 4074/1	"	62,01	0,62	18,25	3,82	0,28	0,09	0,38	0,86	
Уг 1970	"	60,43	0,28	14,51	1,97	0,18	0,10	0,47	6,36	
Уг 28****	"	60,20	0,53	17,06	2,79	0,29	0,09	1,52	3,21	
Муш 1878	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты (субвулканические)	61,98	0,83	17,11	2,26	2,33	0,10	0,59	1,61	
Муш 1870/12	То же	62,61	0,54	16,00	2,58	1,62	0,06	1,07	1,66	
Муш 1876/1	"	60,09	0,77	17,35	4,72	0,63	0,02	0,56	2,37	
ХЦ 4045	"	59,53	0,92	16,70	4,27	1,08	0,09	2,10	3,37	
Уг 29****	"	61,82	0,60	17,28	3,18	0,21	0,10	0,86	2,23	
Уг 4000	Нефелинсодержащие трахиты (покровные)	53,66	1,36	16,09	6,10	0,68	0,08	3,44	6,86	
Уг 4008	То же	53,33	1,31	16,25	6,10	0,68	0,09	3,09	7,46	
ХЦ 4046	"	55,96	1,67	14,72	5,63	0,92	0,09	3,88	6,26	
ХЦ 4075/10	"	53,98	1,00	15,80	4,30	2,12	0,11	3,48	5,92	
ХЦ 4044	"	55,29	1,23	15,39	5,05	1,55	0,09	3,92	5,78	
Уг 1969	"	53,19	1,31	17,24	6,28	1,07	0,10	3,87	6,13	
Уг 4017/13	"	55,70	1,36	15,61	4,35	1,40	0,10	3,05	7,21	
Уг 4017/18	"	53,54	1,33	17,00	5,90	0,99	0,08	2,82	6,30	
Муш 21****	"	54,60	1,48	16,70	3,00	0,48	0,10	2,86	5,70	
Муш 22****	"	54,70	1,36	18,50	5,60	0,40	0,08	1,70	3,10	
Муш 4148/6	"	56,00	1,59	15,00	6,20	0,45	0,05	2,70	5,29	
Уг 4001	Плагиоклазсодержащие трахиты (покровные)	56,16	0,97	16,98	4,27	0,79	0,16	2,42	3,47	
Уг 1968	То же	56,48	1,23	17,70	3,33	2,87	0,08	2,01	4,45	
Уг 1953/4	"	56,34	0,91	16,29	4,36	0,90	0,09	2,54	4,79	
Уг 2402/29 (М)	"	58,58	0,70	17,30	4,62	0,86	0,06	1,84	4,64	
Уг 2527/2 (М)	"	61,02	0,60	16,55	3,41	0,65	0,08	1,68	4,08	
Муш 4148/2	"	56,41	1,59	15,70	5,00	1,44	0,09	2,60	4,79	
Муш 4148/3	"	55,84	1,62	15,45	4,90	1,35	0,06	2,60	4,87	
Муш 4148/7	"	56,51	1,54	15,40	4,91	2,15	0,06	2,55	4,98	
Муш 4148/8	"	56,19	1,55	15,45	5,25	1,44	0,09	2,70	5,37	

SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	CO ₂	F	S	С у м м а *
0,89	—	4,81	3,25	2,39	5,91	—	—	0,75	—	100,26
1,03	—	4,78	2,59	1,20	5,83	—	—	0,70	0,16	98,64
0,93	—	4,73	4,09	1,13	7,91	—	—	0,85	—	100,32
1,41	—	3,24	3,78	1,92	4,65	—	—	0,90	—	101,15
—	—	4,67	3,13	1,24	6,05	—	4,40	0,80	0,08	99,33
—	—	3,95	4,05	1,19	6,07	—	2,75	0,80	0,06	99,48
1,04	0,70	3,62	2,46	1,53	—	2,20	—	0,82	—	100,28
0,84	0,52	4,93	2,75	—	—	2,35	—	—	—	99,89
0,56	0,23	3,88	7,40	0,37	—	2,00	—	0,42	—	99,79
0,28	0,16	5,24	6,32	0,20	—	1,60	1,18	1,50	0,06	99,48
0,47	0,49	3,73	8,43	0,13	3,58	—	—	1,15	—	99,65
—	—	3,56	7,34	0,97	2,06	—	0,30	0,18	—	99,86
—	—	5,91	7,04	0,01	—	0,99	0,05	0,08	—	99,67
0,32	—	4,64	5,53	0,68	1,91	—	—	0,12	—	99,59
0,56	—	5,10	5,55	0,26	2,20	—	—	0,40	0,07	100,06
0,19	—	5,28	6,10	0,09	1,57	—	—	0,30	0,01	100,51
—	—	5,36	6,58	0,03	1,36	—	0,46	0,15	0,07	99,49
0,65	—	5,00	5,88	0,25	1,38	—	—	0,55	0,02	99,96
0,44	—	5,00	5,60	0,22	1,50	—	—	0,30	0,05	100,15
0,47	0,29	5,29	6,35	—	—	0,92	0,29	—	—	100,27
0,46	—	5,48	6,72	0,27	1,28	—	—	1,05	—	100,61
0,41	0,23	5,30	6,24	0,30	1,03	—	—	0,36	0,07	100,35
—	—	5,50	5,87	0,51	—	0,53	—	0,35	—	99,87
—	—	5,59	5,83	0,52	0,84	—	0,07	0,23	—	99,53
—	—	4,80	6,52	0,23	—	2,18	—	0,08	—	100,11
—	—	5,40	5,23	0,06	5,52	—	—	0,03	—	100,54
—	—	4,95	6,15	0,38	—	0,42	—	—	—	99,57
0,44	—	5,40	6,11	0,59	1,23	—	—	0,23	0,08	99,97
—	—	4,71	6,12	0,13	2,70	—	0,67	0,10	0,29	100,22
—	—	5,32	5,80	0,35	1,37	—	0,23	0,30	0,10	99,52
—	—	5,13	5,53	0,73	—	0,35	—	0,40	—	100,06
—	—	4,78	7,57	0,43	—	0,46	—	—	—	100,44
—	—	4,19	4,29	1,32	1,76	—	0,46	0,30	—	100,01
—	—	4,13	4,21	1,34	1,80	—	0,41	0,22	—	99,93
—	—	4,33	4,80	1,31	—	0,28	—	0,52	—	100,17
—	—	3,67	5,54	1,13	1,96	—	Не обн.	0,39	—	99,26
—	—	3,61	5,35	1,20	1,59	—	—	0,40	—	100,30
0,58	—	3,46	5,30	1,08	1,04	—	—	0,50	—	100,44
—	—	4,12	4,94	1,11	1,08	—	Не обн.	0,11	—	100,09
—	—	3,67	4,70	1,24	1,86	—	”	0,21	—	99,65
0,28	0,30	4,50	4,94	1,03	—	2,94	—	1,25	—	99,75
0,51	0,53	4,20	5,90	(0,3)	—	2,40	—	0,57	—	99,30
—	—	4,08	5,15	1,37	1,46	0,99	0,30	0,35	—	99,37
—	—	4,19	6,62	0,95	2,48	—	0,44	0,21	—	99,59
0,47	—	4,81	5,24	0,63	1,24	—	—	1,25	—	100,02
—	—	6,00	4,38	0,77	2,33	—	—	0,15	—	99,80
—	—	4,94	5,12	0,43	0,46	0,36	—	—	—	99,65
—	—	4,56	5,42	0,73	1,22	0,31	—	—	—	100,16
—	—	4,49	5,32	1,07	—	0,62	Не обн.	0,33	—	99,31
—	—	4,22	5,36	1,20	—	1,63	0,03	0,35	—	99,33
—	—	4,35	4,97	1,28	—	0,98	0,07	0,37	—	99,96
—	—	4,39	4,82	1,27	—	0,60	0,13	0,37	—	99,50

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	
Муш 1957/16	Плагноклазсодержащие трахиты (покровные)	59,25	1,29	16,27	4,36	1,85	0,08	1,87	3,61	
Муш 1983	"	56,86	1,45	16,77	5,82	0,70	0,08	1,95	2,72	
Муш 1957/13	"	58,00	1,30	15,53	4,61	1,62	0,09	3,66	4,47	
Муш 1917	"	56,25	1,17	14,76	3,27	2,51	0,10	2,91	6,00	
Муш 1913	"	56,40	1,38	16,00	4,22	1,37	0,07	2,89	4,76	
Муш 20****	"	57,30	1,25	16,35	4,26	1,18	0,25	3,28	5,20	
Уг 4009	Плагноклазсодержащие трахиты (экструзивные)	59,32	0,86	17,10	4,40	0,36	0,08	1,76	4,60	
Уг 4017/25	То же	60,01	0,80	16,52	3,80	0,91	0,11	1,38	3,78	
ДД 4132	Латиты	57,47	1,44	16,30	5,00	1,35	0,05	2,08	3,74	
Муш 1981	То же	57,24	1,40	15,93	5,57	1,26	0,08	2,31	4,72	
Муш 1982	"	55,48	1,30	15,12	6,43	0,92	0,09	2,66	6,07	
Уг 2402 (М)	"	57,34	0,83	17,89	5,01	0,50	0,06	2,27	4,39	
ХУ 1984/8	"	59,01	1,55	16,85	5,60	0,90	0,10	1,48	4,01	
ХУ 4040/4	"	59,49	1,44	15,60	4,67	1,33	0,06	1,65	4,98	
ХУ 4040/4	"	58,65	1,38	15,50	4,62	1,36	0,08	1,70	5,23	
Муш 15****	Трахидацинты, трахи- риодациты	69,4	0,3	15,3	2,1	0,1	0,08	0,3	0,7	
Муш 1914	То же	67,60	0,45	14,86	0,20	2,35	0,10	0,45	1,29	
Муш 1915	"	69,82	0,40	14,74	2,87	0,28	0,08	0,33	0,12	
Муш 1916	"	71,08	0,40	14,02	1,65	0,28	0,02	0,27	1,11	
Муш 1880/6	"	67,87	0,37	15,46	1,95	0,54	Не обн.	0,25	0,70	
Уг 2527/1 (М)	"	66,78	0,26	14,99	2,62	0,43	0,09	0,43	2,28	
Муш 1908	Стекла трахириода- цитов	67,32	0,42	11,87	1,67	1,15	0,37	0,55	2,62	
Муш 1909	То же	69,04	0,44	12,05	0,62	1,29	0,08	0,52	2,48	
Муш 1870/2	Трахитовые пирокласты	63,86	0,64	17,62	0,47	0,50	0,01	0,52	1,24	
Муш 1888/2	То же	60,50	0,57	15,24	2,18	0,89	0,06	0,23	3,99	
Уг 4016/1	"	61,18	0,60	17,60	3,60	0,18	0,07	1,00	3,10	
Уг 4017/2	"	59,04	0,65	16,30	3,89	0,14	0,05	0,97	2,43	
Уг 4017/15	"	60,69	0,71	16,00	3,85	0,68	Не обн.	1,32	4,12	
ХЦ 4074/3	"	59,91	0,80	16,42	2,99	0,87	0,09	1,03	3,18	
ХУ 4040/7	"	59,07	1,46	15,80	3,90	0,68	0,06	1,24	5,32	
Муш 1875	Карбонатно-силикат- ные пирокласты	59,58	0,41	14,56	2,34	0,09	0,14	0,63	5,61	
ХЦ 4075/6	То же	44,39	0,76	13,10	4,74	0,32	0,14	1,74	15,42	
ХЦ 4075/9	"	44,17	0,60	13,00	3,93	0,29	0,08	1,39	16,11	
Уг 1954/10	"	47,00	0,62	13,35	3,63	0,27	0,23	0,84	14,60	
Муш 1898/28	Эруптивные брекчии (из минерализованных зон)	32,39	0,20	5,18	3,65	0,72	0,68	2,04	23,05	
Муш 1900/5	То же	34,24	0,13	3,91	3,82	0,86	0,44	0,58	26,36	
Муш 1900/18	"	27,62	0,10	3,28	4,11	0,36	0,39	0,68	32,13	
Уг 4003	"	43,46	1,08	13,20	6,60	0,63	0,12	2,86	12,60	
Муш 687/74***	Шонкинит-порфиры	50,02	1,13	16,34	3,67	3,39	0,15	3,42	7,46	
Муш 1084/75 ***	То же	52,80	0,80	15,40	4,54	2,73	0,13	3,14	5,40	
Муш 1005/75****	"	51,30	1,09	16,76	3,29	2,91	0,12	3,28	5,73	
Муш 1979	Нефелиновые сиениты	54,46	1,12	17,02	3,80	2,15	0,09	2,91	4,20	
Муш 1882	То же	55,79	1,00	17,22	2,99	3,05	0,13	2,04	3,76	
Муш 675/74***	"	56,10	0,86	18,45	3,79	1,24	0,10	1,84	3,66	
Уг 1973	"	54,65	1,09	16,11	3,10	2,69	0,10	3,65	5,24	
Уг 2034	"	54,41	1,15	16,13	4,23	2,33	0,09	3,39	5,27	
Уг 27****	"	55,84	1,03	15,84	4,94	1,44	0,09	0,94	2,61	
Муш 1884	Мезолитовый сиенит (шонкинит-сиенит)	56,02	1,13	16,09	3,03	3,51	0,13	2,25	5,21	
Муш 1889	Щелочные и субщелоч- ные сиениты и лейкосие- ниты	60,84	0,62	17,98	2,87	1,29	0,11	0,97	2,53	
Муш 1895	То же	58,64	0,80	17,98	3,44	2,08	0,10	1,49	2,87	
Муш 1918	"	60,26	0,64	17,85	2,93	1,15	0,08	0,82	2,09	
Муш 1881	"	60,59	0,90	16,36	3,40	1,44	0,07	1,38	2,80	
Муш 1796/10	"	59,51	1,10	15,21	2,33	4,31	0,12	1,57	2,57	

SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	CO ₂	F	S	С у м м а *
0,37	—	4,75	4,94	0,86	0,36	—	—	1,00	—	99,44
0,45	—	4,67	5,79	0,81	2,76	—	—	0,75	—	100,51
0,40	—	4,45	4,69	0,86	1,03	—	—	0,75	—	100,41
0,57	—	4,32	5,01	1,94	1,38	—	—	0,35	—	100,05
0,44	—	4,38	5,31	0,90	1,12	—	—	0,65	0,19	100,01
0,36	0,34	4,80	4,90	—	—	0,66	—	0,51	—	100,30
—	—	4,59	5,51	0,62	1,04	—	0,49	0,18	—	100,34
0,33	0,24	4,62	5,73	0,44	1,08	—	—	0,31	0,09	100,01
—	—	4,32	4,58	1,14	—	1,23	0,25	0,36	—	99,22
0,45	—	4,43	4,64	0,95	1,26	—	—	0,85	—	99,89
0,37	—	4,05	4,31	0,90	2,97	—	—	0,50	—	100,46
—	—	4,34	4,74	0,52	1,03	0,61	—	—	—	99,16
0,24	—	4,70	4,36	0,63	1,22	—	—	0,20	—	100,57
—	—	4,59	4,05	0,97	1,32	—	0,24	0,35	—	100,36
—	—	4,40	3,93	0,96	2,10	—	0,43	0,26	—	100,07
0,13	0,08	5,2	6,03	—	—	0,3	—	0,15	—	100,00
0,11	—	4,32	5,63	1,13	1,06	—	—	0,13	—	99,50
0,07	He обн.	5,04	5,65	0,06	0,42	—	—	0,20	0,34	100,34
0,08	0,01	4,81	5,51	0,06	0,76	—	—	0,25	0,24	100,43
—	—	4,92	6,30	0,25	1,08	—	0,69	0,40	0,04	99,94
—	—	5,06	5,28	0,11	1,17	0,16	—	—	—	99,50
0,22	—	1,65	7,87	0,15	2,46	—	—	2,00	0,11	100,01
0,18	—	1,67	8,09	0,12	2,42	—	—	1,50	0,05	99,74
0,11	—	5,18	6,07	0,09	3,56	—	—	0,10	0,29	100,22
0,09	—	2,24	9,82	0,90	3,46	—	—	0,90	—	99,81
—	—	4,67	6,36	0,55	0,81	—	0,32	0,13	—	99,79
—	—	3,24	10,96	0,58	1,72	—	0,85	0,10	—	100,04
—	—	4,59	5,78	0,54	1,56	—	0,82	0,12	—	99,92
0,28	0,20	4,70	6,08	0,59	2,12	—	0,37	0,18	—	99,73
—	—	4,64	4,33	0,81	3,00	—	1,34	0,24	—	100,46
—	—	4,11	6,48	0,13	5,18	—	3,71	0,11	0,08	99,36
—	—	3,35	4,62	0,79	11,24	—	9,04	0,30	—	100,70
—	—	3,67	4,36	0,70	11,76	—	9,79	0,21	—	100,09
—	—	4,68	3,70	0,38	10,79	—	—	0,11	—	100,16
0,78	1,15	9,14	4,02	0,27	—	1,54	18,69	2,80	3,63**	99,81
0,17	0,09	0,29	2,86	He обн.	—	1,29	24,41	2,30	0,20**	100,98
0,13	0,82	0,17	2,50	—	—	1,23	24,06	3,30	1,07**	100,56
—	—	2,70	5,22	1,30	10,48	—	8,18	0,36	—	100,46
1,30	0,69	4,15	5,80	1,37	—	0,96	—	0,34	—	100,09
0,52	0,44	4,85	4,47	0,77	—	0,78	0,87	2,35	0,05	99,89
1,31	0,82	4,52	5,83	1,46	—	0,89	0,09	0,30	—	99,58
0,54	—	5,54	5,57	0,68	2,96	—	—	0,95	—	100,64
0,57	—	4,86	5,68	1,13	2,27	—	—	0,12	—	100,45
0,53	0,39	4,87	6,24	—	—	1,60	0,60	—	—	100,28
0,61	—	4,05	6,36	0,77	1,64	—	—	1,00	—	99,64
0,45	—	4,86	5,73	1,13	1,66	—	—	0,75	—	100,53
—	—	4,38	8,48	0,26	—	2,50	—	—	—	99,63
1,36	—	4,05	5,53	0,90	1,35	—	—	0,23	—	100,46
0,20	—	5,35	5,83	0,12	0,64	—	—	0,40	0,19	99,77
0,56	—	5,18	5,84	0,34	1,04	—	—	0,35	0,10	100,66
0,26	—	5,59	6,38	0,16	1,16	—	—	0,30	He обн.	99,54
—	—	5,46	5,56	0,21	1,47	—	0,84	0,30	0,06	99,84
0,41	—	4,98	5,23	2,03	1,37	—	—	0,38	—	100,68

Таблица 2 (окончание)

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Муш 9****	Щелочные и суб-	57,80	1,10	16,60	3,50	1,80	0,10	2,00	4,20
Муш 10****	щелочные сиениты	58,50	0,80	17,60	3,30	1,30	0,12	1,15	3,40
Муш 678/74***	и лейкосиениты	60,88	0,92	16,15	3,51	0,72	0,06	1,47	2,56
БХ 24****	То же	62,60	0,59	17,27	2,62	0,57	0,04	0,98	0,57
БХ 25****	"	63,45	0,44	17,47	2,71	0,56	0,12	0,45	1,06
БХ 1936/14	Плагноклазосодержащие сиениты	55,54	0,96	16,00	3,99	1,58	0,09	2,37	5,14
БХ 1944	То же	56,34	1,19	16,02	2,95	3,41	0,09	2,96	5,38
Уг 6 (М)	"	57,42	0,98	16,53	3,41	2,29	0,10	3,39	5,08
Уг 7 (М)	"	58,08	0,85	16,55	3,35	1,65	0,08	2,18	4,27
Цо 4014	Монциты и лейкомонциты	56,00	1,23	16,40	4,01	2,51	0,10	3,04	5,40
Цо 4042/8	То же	63,48	0,71	15,40	2,02	2,78	0,08	1,94	2,20
Уг 1977	"	62,66	0,99	17,71	0,01	3,77	0,10	2,10	2,77
Уг 4016/4	Кварцевые сиенит-порфиры	66,70	0,37	15,80	2,10	0,36	0,07	0,44	1,02
Уг 1972	То же	65,05	0,50	16,82	2,17	0,71	0,06	0,46	1,22
Уг 4002	"	64,56	0,55	17,20	2,21	1,17	0,10	0,56	1,60
Уг 8 (М)	"	67,04	0,46	16,40	1,64	0,86	0,04	0,82	1,81
Муш 1880	"	70,06	0,28	14,38	0,67	0,43	0,03	0,36	1,40
Уг 1974	Кварцевые сиениты	67,24	0,45	16,48	2,22	0,70	0,04	0,78	1,24
Уг 4004/11	То же	67,76	0,45	16,40	2,30	0,27	0,03	0,82	1,50
Уг 9 (М)	"	64,70	0,30	17,47	1,81	0,86	0,05	0,87	1,93
Муш 664/74**	"	67,10	0,34	14,70	2,26	0,26	0,06	0,07	2,34

* Сумма приведена с учетом F = 0.

** Сера дана в виде SO₃.

*** Данные В.А. Баскиной и др. [5].

**** То же [4].

(М) Данные К.А. Мосиондза и др. [39].

Примечание. Индексы проб (комплексы): Муш – Мушугай-Худук, БХ – Баян-Хушу, ХЦ – Хэцу-Тэг, ЦО – Цогт-Обинский массив, ХУ – Хавтагай-Ула, Уг – Улугейский.

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) рудоносных пород щелочных комплексов

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO
Муш 1886	Магнетит-апатитовая	6,22	0,55	2,97	33,70	3,77	0,42	1,49	22,58	3,41
Муш 1896	То же	11,75	0,20	2,85	35,18	0,53	0,28	1,31	18,88	0,26
Муш 1796/5	"	19,02	0,90	2,70	12,60	1,44	0,36	1,07	28,58	0,40
Муш 1901	"	22,50	0,05	2,51	19,37	1,07	0,13	0,24	22,16	3,11
Муш 1903	"	38,75	1,60	2,31	22,39	1,10	0,36	1,02	14,08	0,14
Муш 1904	Апатитовая	8,53	0,35	2,21	10,50	0,70	0,10	0,07	35,12	2,84
Муш 1902	Кварц (халцедон)-карбонатно-апатитовая	24,50	1,20	2,45	21,33	1,41	0,78	1,12	25,23	0,11
Муш 1901/28	То же	24,08	0,07	5,02	4,45	0,89	0,05	0,60	20,27	10,56
Уг 2033	"	30,86	0,11	0,45	7,25	0,72	0,17	1,24	30,35	0,29
Муш 1898	Флюорит-целестин-апатитовая	17,42	0,45	10,2	9,42	2,10	0,10	0,11	25,27	9,96
Муш 1899	То же	15,50	0,97	7,93	18,61	2,07	0,11	0,10	21,56	9,26
Муш 1900	"	16,18	0,57	9,96	18,27	1,45	0,08	0,06	13,79	20,82
Муш 1910	Кальцитовый карбонатит	21,20	0,05	1,12	0,68	0,17	0,20	0,29	42,76	0,19
Муш 1958/14	То же	21,31	0,15	5,40	2,15	0,90	0,53	0,84	32,35	0,22
Муш 1877	"	22,07	0,09	5,36	0,10	0,71	0,93	0,24	39,95	0,22
Муш 1986	"	25,01	Не обн.	0,43	1,02	0,80	0,55	1,80	35,04	0,22
Муш 1892	"	25,91	0,15	3,39	1,01	0,18	0,44	0,84	31,80	0,22
БХ 2031	"	19,09	Не обн.	0,45	0,87	1,07	0,52	0,64	29,69	6,14
Уг 1983/9	"	13,46	"	0,68	4,27	1,79	0,20	0,92	43,88	0,10

SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	CO ₂	F	S	С у м м а *
0,40	0,20	5,30	5,70	1,1	—	0,50	—	0,51	—	100,40
0,27	0,17	5,10	6,50	1,2	—	0,80	—	0,32	—	100,40
0,48	0,26	4,88	6,46	—	—	0,80	—	—	—	99,15
0,20	0,23	4,88	6,83	0,24	—	1,20	—	0,44	—	100,30
0,21	0,23	4,90	6,36	0,26	—	1,30	—	—	—	99,52
1,09	—	4,95	5,38	0,76	1,78	—	—	0,60	0,11	100,09
—	—	4,43	4,24	0,71	1,25	—	0,61	0,39	0,10	99,25
—	—	4,20	4,48	0,87	0,96	0,31	0,38	—	—	99,74
—	—	5,02	5,70	0,79	0,84	0,25	0,16	—	—	99,39
—	—	3,32	3,88	0,71	3,04	—	1,31	0,20	—	99,76
—	—	4,05	4,55	0,42	2,87	—	0,70	0,14	—	100,58
—	—	4,90	3,46	0,46	1,35	—	—	0,16	—	100,45
—	—	5,32	7,10	0,12	0,52	—	0,22	0,02	—	99,95
0,28	—	5,62	5,90	0,63	1,49	—	—	0,25	—	100,81
—	—	5,13	5,51	0,42	1,20	—	0,18	0,12	—	100,28
—	—	4,44	5,80	0,16	0,86	0,75	0,22	—	—	100,33
0,02	—	5,03	6,00	0,02	0,88	—	—	0,40	He обн.	99,79
0,12	—	4,43	5,61	0,18	1,33	—	—	0,50	—	100,61
—	—	3,78	4,70	0,33	1,52	—	0,16	0,12	—	99,93
—	—	5,24	6,24	0,18	0,32	0,30	—	—	—	99,97
—	—	5,00	6,08	—	—	0,67	1,10	—	—	100,00

BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	CO ₂	F	S _{общ}	SO ₃	TR+Y	С у м м а
—	0,33	0,37	20,41	—	1,73	0,88	1,14	1,28	—	—	100,77
—	0,43	0,50	20,84	4,88	—	1,47	1,50	—	—	2,25	99,51
—	0,33	0,32	14,69	3,83	—	1,23	0,87	—	—	14,20	100,08
—	0,23	0,08	18,88	—	3,43	1,90	1,60	1,52	—	2,94	101,05
—	0,22	0,31	14,01	—	1,86	0,49	0,98	0,36	—	0,74	100,31
—	0,38	0,02	26,99	—	1,83	0,37	1,46	2,14	1,79	6,50	100,28
—	0,11	0,25	7,91	—	2,39	9,00	2,12	0,61	—	1,00	100,53
6,08	0,26	He обн.	8,04	—	0,21	7,83	0,20	—	9,27	2,50	100,39
0,61	0,14	"	18,08	—	0,95	7,65	2,50	—	0,66	—	99,53
—	0,53	0,04	18,51	—	3,55	0,58	5,90	3,08	5,98	—	100,19
—	0,35	0,02	17,38	6,98	—	—	8,25	—	—	1,38	98,76
1,63	0,30	0,04	9,72	—	0,95	0,52	4,90	5,18	12,09	1,60	101,37
—	0,03	He обн.	1,35	31,80	—	—	1,38	—	—	—	99,28
6,18	0,93	3,66	0,38	—	0,34	21,23	3,00	—	1,15	—	99,46
—	0,13	0,15	0,63	—	1,59	24,18	5,83	0,55	0,84	0,75	100,42
1,38	0,08	He обн.	0,27	—	0,12	32,38	1,70	—	0,82	—	100,91
2,42	0,68	1,22	1,22	—	1,25	27,81	0,90	—	1,45	0,23	100,74
3,80	He обн.	He обн.	0,73	—	0,22	19,82	5,61	—	10,91	—	97,35
0,04	0,09	"	He обн.	—	0,92	32,37	1,92	—	He обн.	—	99,82

Т а б л и ц а 3 (окончание)

Номер пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO
Муш 1921	Доломитовый карбонат	4,63	"	0,44	1,46	2,05	1,10	17,04	27,36	0,33
Муш 1891	"	5,43	"	0,53	0,55	0,18	0,47	0,68	50,82	2,47
Муш 1963/7	Флюоритовая	32,28	"	0,23	0,34	0,88	0,23	0,44	35,04	0,34
Муш 1898/3	"	11,59	0,11	1,21	5,63	0,71	11,22	0,72	41,22	0,86
Муш 1890	Кварцевая	50,17	Не обн.	0,45	0,46	1,87	0,85	2,44	18,08	0,33
Муш 1893/11	"	48,53	"	0,22	0,53	0,17	0,24	0,60	18,90	1,27
Муш 1892/2	"	38,37	"	0,32	0,34	0,89	0,54	3,22	21,73	0,20
БХ 2030	"	51,36	"	—	0,23	0,54	0,04	0,68	13,04	1,58

П р и м е ч а н и е. Индексы проб см. в табл. 2.

Т а б л и ц а 4

Средние составы щелочных пород позднемезозойских комплексов Южной Монголии

Компоненты, вес. %	1 (8) *	2 (3)	3 (12)	3а (7)	3б (4)	4 (5)	5 (15)
SiO ₂	43,84	55,99	61,28	61,07	61,68	69,15	56,45
TiO ₂	1,30	0,70	0,69	0,68	0,72	0,38	1,42
Al ₂ O ₃	14,23	17,37	17,19	17,33	16,94	14,88	15,93
Fe ₂ O ₃	4,55	3,96	3,17	3,12	3,25	1,75	4,89
FeO	3,92	1,08	1,13	0,99	1,37	0,71	1,28
MnO	0,15	0,11	0,07	0,07	0,06	0,05	0,09
MgO	6,44	1,10	0,75	0,78	0,69	0,32	2,62
CaO	10,11	3,84	2,31	2,57	1,86	0,78	4,78
Na ₂ O	4,34	4,28	5,14	5,10	5,23	4,86	4,41
K ₂ O	3,26	7,39	6,03	5,94	6,19	5,82	5,07
P ₂ O ₅	1,51	0,23	0,27	0,25	0,34	0,30	1,05
П.п.п.	5,12	2,79	1,61	1,59	1,64	0,72	1,69
F	0,80	1,02	0,35	0,30	0,42	0,23	0,60
С у м м а **	99,21	99,41	99,83	99,65	100,20	99,85	100,01

Т а б л и ц а 4 (окончание)

Компоненты, вес. %	12 (3)	12а (2)	13 (2)	14 (2) *	15 (2)	16 (13)	16а (5)
SiO ₂	55,08	54,64	63,02	55,94	61,01	56,51	53,88
TiO ₂	1,30	1,12	0,52	1,08	0,56	1,05	1,35
Al ₂ O ₃	15,30	15,60	17,37	16,01	17,17	16,81	16,44
Fe ₂ O ₃	4,99	4,68	2,66	3,47	2,98	4,77	5,75
FeO	1,53	1,84	0,56	2,50	0,25	0,97	0,96
MnO	0,10	0,10	0,08	0,09	0,10	0,09	0,09
MgO	3,76	3,70	0,72	2,66	1,19	2,47	3,25
CaO	5,99	5,85	0,82	5,26	2,72	5,24	6,79
Na ₂ O	3,87	3,64	4,89	4,69	4,86	4,43	3,92
K ₂ O	5,23	5,45	6,60	4,81	6,86	5,09	4,69
P ₂ O ₅	1,21	1,16	0,25	0,74	0,40	0,86	1,22
П.п.п.	1,83	2,18	2,24	2,06	0,44	1,42	1,51
F	0,44	0,40	0,44	0,50	—	0,38	0,27
С у м м а **	100,43	100,18	99,97	99,59	98,54	99,92	100,00

* В скобках — число анализов.

** С учетом поправки F = 0.

1—10 — комплекс Мушугай-Худук: 1 — нефелиновые мелалейцититы—меланефелиниты, 2 — фонолиты, 3 — субщелочные трахиты и лейкотрахиты (3а — покровные, 3б — субвулканические), 4 — трахидациты и трахириодациты, 5 — трахит-латиты (5а — нефелинсодержащие трахиты, 5б — плагиоклазсодержащие трахиты, 5в — латиты), 6 — трахитовые пирокласты, 7 — шонкиннит-порфиры и шонкиннит-сиениты, 8 — нефелиновые сиениты, 9 — субщелочные и щелочные сиениты и лейкоксиениты, 10 — кварцевые сиениты и сиенит-порфиры; 11, 12 — комплекс Хэцу-Тэг: 11 — субщелочные

BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	CO ₂	F	S _{общ}	SO ₃	TR + Y	С у м м а
0,28	0,97	0,19	0,27	—	1,39	41,08	2,10	—	1,20	0,14	100,15
1,79	0,11	0,09	0,22	—	0,21	11,02	25,20	4,34	10,55	0,60	100,32
6,22	0,23	0,16	2,01	—	1,13	8,09	20,05	—	1,61	—	100,86
1,54	0,30	0,50	0,50	—	2,08	7,38	22,50	—	1,30	—	99,94
1,34	0,02	He обн.	0,23	—	1,28	16,64	5,50	—	2,15	1,25	100,75
2,57	He обн.	"	1,28	—	0,61	9,58	10,15	—	6,08	4,50	101,06
10,19	"	"	He обн.	—	1,13	15,96	11,00	—	0,69	0,84	100,80
9,06	"	"	"	—	0,38	8,05	9,60	—	7,62	—	98,26

5a (3)	5б (10)	5в (2)	6 (2)	7 (4)	8 (3)	9 (8)	10 (2)	11 (3)
55,02	56,90	56,36	62,18	52,54	55,45	59,63	68,58	61,16
1,48	1,42	1,35	0,60	1,04	0,99	0,86	0,31	0,74
16,73	15,77	15,53	16,44	16,15	17,56	16,97	14,54	17,71
4,93	4,66	6,00	1,32	3,63	3,53	2,53	1,46	4,19
0,44	1,56	1,09	0,70	3,14	2,15	1,76	0,35	0,66
0,08	0,10	0,08	0,04	0,13	0,11	0,10	0,04	0,09
2,42	2,70	2,49	0,38	3,02	2,26	1,36	0,22	0,59
4,70	4,68	5,40	2,62	5,95	3,87	2,88	1,87	1,54
4,26	4,48	4,24	3,71	4,39	5,09	5,23	5,02	5,30
5,33	5,11	4,48	7,94	5,41	5,83	5,94	6,04	6,07
0,90	1,12	0,92	0,50	1,12	0,90	0,74	0,02	0,42
2,27	1,22	2,12	3,51	2,04	2,48	1,47	0,84	1,56
0,72	0,55	0,68	0,50	0,80	0,54	0,37	0,20	0,22
98,96	100,02	100,43	100,22	99,00	100,52	99,78	99,40	100,15

16б (7)	16в (5)	16г (2)	17 (3)	18 (2)	19 (3)	20 (7)	21 (2)	22 (3)
58,27	57,72	59,66	60,30	54,53	59,39	66,15	59,74	59,05
0,87	0,88	0,83	0,65	1,12	0,94	0,44	0,97	1,46
16,92	16,96	16,81	16,63	16,12	16,93	16,65	15,90	15,98
4,03	4,00	4,10	3,78	3,66	2,26	2,06	3,02	4,96
1,05	1,21	0,64	0,33	2,51	2,57	0,70	2,64	1,20
0,09	0,09	0,10	0,04	0,10	0,09	0,06	0,09	0,08
1,95	2,10	1,57	1,10	3,52	2,56	0,68	2,49	1,61
4,26	4,29	4,19	3,22	5,26	4,04	1,47	3,80	4,74
4,81	4,90	4,60	4,17	4,46	4,71	4,85	3,69	4,56
5,43	5,36	5,62	7,70	6,04	4,55	5,84	4,22	4,11
0,65	0,70	0,53	0,56	0,95	0,71	0,29	0,56	0,85
1,41	1,55	1,06	1,36	1,65	1,42	1,22	2,96	1,55
0,46	0,54	0,25	0,12	0,88	0,16	0,20	0,17	0,27
99,99	100,06	99,85	99,91	100,40	100,26	100,52	100,22	100,30

лейкотрахиты, 12 — нефелинсодержащие трахиты (12а — эффузивы верхнего покрова); 13, 14 — комплекс Баян-Хушу: 13 — щелочные лейкосиениты, 14 — нефелинсодержащие сиениты; 15–20 — Улугейский комплекс: 15 — субщелочные лейкотрахиты, 16 — трахит-латиты (16а — нефелинсодержащие трахиты, 16б — плагиоклазсодержащие трахиты (все), 16в — плагиоклазсодержащие трахиты покровные, 16г — то же, экструзивные), 17 — пирокласты, 18 — нефелиновые сиениты, 19 — плагиоклазсодержащие сиениты, 20 — кварцевые сиениты и сиенит-порфиры; 21 — Цогт-Обинский массив, монзониты и лейкомонзониты, 22 — комплекс Хавтагай-Ула, латиты.

сыщены кремнеземом ($Q = -4,8$), в них не установлен нормативный нефелин. Содержание глинозема и щелочей в этих породах того же порядка, что и в шонкинит-порфирах. Коэффициент агпаитности 0,78. По сравнению с другими интрузивными породами для шонкинит-порфиров и мезолитовых щелочных сиенитов характерны повышенные концентрации титана и фосфора (в целом более низкие, чем в меланократовых щелочных эффузивах).

Фонолиты комплекса Мушугай-Худук – лейкократовые ($b = 9,2-10,9$), недосыщенные кремнеземом ($Q = -7,9-9,9$, при $s = 66,5-68,1$), содержащие нормативный нефелин (1,7–6%) и обогащенные щелочными алюмосиликатами ($a = 20,2-21,8$) породы с низкими значениями характеристики $c = 1,3-2,4$. Они весьма обогащены щелочами ($Na_2O + K_2O = 11,28-12,16\%$), особенно калием (до 8,43%), при преобладании последнего над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,21-2,26$). Коэффициент агпаитности их 0,81–0,89. В фонолитах (по сравнению с меланефелинит-мелалейцититами) отмечаются пониженные количества закисного железа, которое заметно подчинено окисному железу (Fe_2O_3/FeO до 8,5), фосфора (0,13–0,37% P_2O_5), умеренные содержания титана (0,58–0,83% TiO_2) и повышенные – фтора (до 1,5%).

Нефелиновые сиениты – интрузивные аналоги фонолитов, по химическому составу близки к последним. Однако среди нефелиновых сиенитов встречаются разности, более недосыщенные кремнекислотой (Q до $-14,7$ при $s = 63,8$) и содержащие до 8% нормативного нефелина. Кроме того, они являются несколько менее лейкократовыми ($b = 10,0-14,4$), характеризуются более высокими концентрациями магния (в среднем в 2 раза), а также титана, фосфора. Сумма $Na_2O + K_2O$ составляет 10,54–11,11%, что несколько ниже, чем в фонолитах. В меньшей мере проявлена и степень окисленности железа (в среднем $Fe_2O_3/FeO = 1,6$, до 3). Среди щелочей преобладает калий ($K_2O/Na_2O = 1,01-1,28$). Коэффициент агпаитности равен 0,80–0,88. На классификационной диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ точки составов фонолитов и нефелиновых сиенитов располагаются вблизи верхней границы области сиенитов и трахитов (см. рис. 16). Это, очевидно, связано с относительно низкой ролью нефелина в составе рассматриваемых пород. Кроме того, точки составов нефелиновых сиенитов попадают в сиенитовое поле, что, видимо, является следствием их частичного изменения, связанного с цеолитизацией нефелина.

Субщелочные трахиты и лейкотрахиты наиболее широко распространены в комплексе Мушугай-Худук. Они представляют собой лейкократовые породы ($b = 5,4-7,7$) с заметно варьирующим химическим составом. В наибольшей мере это проявлено в отношении глинозема (16,00–18,41%), кальция (1,05–3,96% CaO), натрия (4,71–5,91% Na_2O), калия (5,53–7,04% K_2O), фосфора (0,01–0,68% P_2O_5), фтора (0,08–1,05%), в меньшей мере – в отношении кремнезема (58,88–63,04%), титана (0,47–0,83% TiO_2) и особенно магния (0,36–1,07% MgO) и железа (3,9–4,6% $Fe_2O_3 + FeO$). Субщелочные трахиты и лейкотрахиты обогащены щелочными алюмосиликатами ($a = 18,8-21,9$), содержат 78–87% нормативных полевых шпатов, главным образом ортоклаза (до 39,5%) и альбита (до 46,7%). Содержание нормативного анортита невелико – 0,8–9,2% (при $c = 0,7-2,5$). Среди этих пород обнаружены как слабо недосыщенные кремнекислотой ($Q = -1,4-5,6$) разности, так и слабо пересыщенные кремнеземом ($Q = 0,2-6,5$). В преобладающих разностях последнего типа всегда выявляется нормативный кварц (до 9,9%), а в недосыщенных разностях – кварц (до 3,4%) или нефелин (до 3,1%). Субщелочные трахиты и лейкотрахиты богаты щелочами. Сумма $Na_2O + K_2O$ составляет 10,17–12,95% (в среднем 11,17%) при постоянном преобладании калия над натрием (отношение $K_2O/Na_2O = 1,09-1,30$, в среднем 1,17). Коэффициент агпаитности 0,79–0,94. В целом рассматриваемые породы характеризуются большой степенью окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 1,0-21,6$, в среднем 2,8).

Субщелочные и щелочные сиениты – интрузивные аналоги трахитов – близки к последним по химическому составу и ряду петрохимических характеристик. Прежде всего это касается содержаний кремнезема, глинозема, щелочей (в сумме 10,21–11,97% $Na_2O + K_2O$), титана, магния, кальция, в меньшей мере – железа и фосфора (см. табл. 2). Соответственно для этих двух групп пород близки характеристики s , a , c , количества нормативных полевых шпатов кварца, нефелина, коэффициент агпаитности, отношение K_2O/Na_2O (1,02–1,32, в среднем 1,14). Основные отличия сиенитов от трахитов заключаются в следующем. Во-первых, щелочные сиениты несколько более богаты основаниями ($b = 6,6-12,3$), главным образом железом при меньшей степени его окисленности ($Fe_2O_3/FeO = 0,6-4,9$, в среднем 1,4). Во-вторых, среди сиенитов

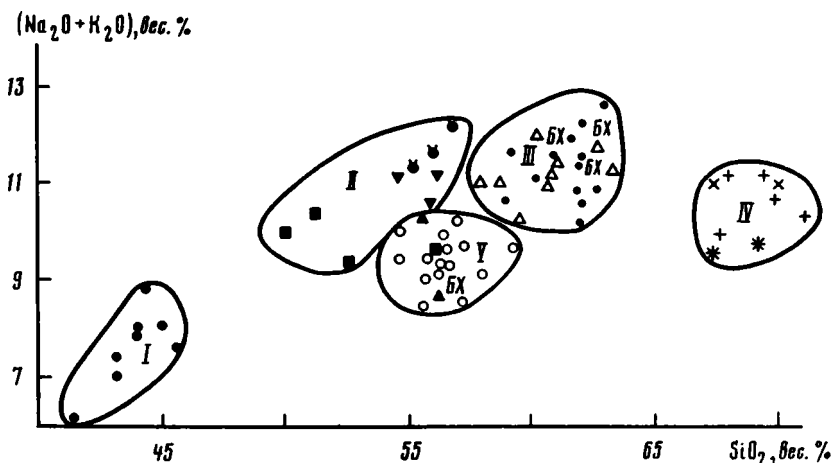


Рис. 19. Зависимость содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от кремнекислотности щелочных пород комплексов Мушугай-Худук и Баян-Хушу (БХ)

I – V – поля: I – меланефелинитов – мелалейцититов, II – шонкинит-порфиров, феолитов, нефелиновых сиенитов, III – субщелочных трахитов и их интрузивных аналогов, IV – трахидацитов – трахириодацитов, их стекол и интрузивных аналогов, V – трахит-латитов и их интрузивных аналогов; остальные условные обозначения те же, что на рис. 18

преобладают разности, слабо недосыщенные кремнекислотой (Q до $-7,9$). В то же время в них фиксируется как нормативный кварц (до $2,5\%$), так и нормативный нефелин (до $1,7\%$).

Трахидациты и трахириодациты в комплексе Мушугай-Худук являются наиболее лейкократовыми ($b = 3,2-3,7$) и обогащенными кремнеземом ($s = 76,6-78,7$ при $Q = 13,3-21,3$) породами среди щелочных эффузивов. Они характеризуются низкими содержаниями оснований, особенно магния и кальция, а также низкой величиной характеристики $c = 0,1-1,1$. В них фиксируется не более $0,6\%$ нормативного анортита (в среднем $0,2\%$), тогда как количество нормативного ортоклаза составляет $32,3-37,3\%$, альбита – $36,7-44,0\%$. Велика роль нормативного кварца ($14,5-21,3\%$). Содержание щелочей несколько ниже, чем в субщелочных трахитах ($9,95-11,23\%$, в среднем $10,68\%$), но и в этом случае калий преобладает над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,16-1,28$, в среднем $1,20$). Коэффициент апгаитности $0,90-0,99$. В кислых эффузивах окисное железо заметно преобладает над закисным. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в среднем $2,5$, что близко к таковому в субщелочных трахитах и лейкотрахитах.

Стекла трахириодацитов заметно отличаются от кислых эффузивов по химическому составу. Они весьма бедны натрием ($1,65-1,67\%$), а также глиноземом ($11,87-12,05\%$), но значительно богаче кальцием ($2,48-3,26\% \text{ CaO}$), калием ($7,87-8,09\% \text{ K}_2\text{O}$) и особенно фтором ($1,5-2,0\%$). При более низкой сумме щелочей ($9,52-9,76\%$) они характеризуются максимальными значениями отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 4,77-4,84$. Общее содержание железа в стеклах и трахириодацитах очень близко, но в первых железо окислено в значительно меньшей степени (в среднем $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,96$). Различия в химизме этих пород определяют и существенные отличия в величинах главных петрохимических характеристик. При близких значениях характеристик s и c стекла беднее щелочными алюмосиликатами ($a = 15,1-15,4$), богаче темноцветными ($b = 5,4-7,5$) и в большей степени пересыщены кремнекислотой ($Q = 23,4-26,4$). Соответственно стекла характеризуются повышенной ролью нормативных ортоклаза и кварца (в меньшей мере анортита) и низким содержанием нормативного альбита ($14,2\%$).

Кварцевые сиенит-порфиры и сиениты по химическому составу и петрохимическим характеристикам весьма близки к трахидацитам и трахириодацитам. Это также лейкократовые ($b = 2,7-4,1$), обогащенные кремнеземом ($s = 76-78$ при $Q = 12,6-18,0$) породы, содержащие до $17,5\%$ нормативного кварца. Основное их отличие от трахириодацитов определяется небольшой пересыщенностью щелочами ($\text{K} + \text{Na} > \text{Al}$), так что коэффициент апгаитности сиенитов часто больше единицы ($1,01-1,03$) при характеристике $\bar{c} = 0,3-0,5$ (нормативный анортит отсутствует). С этим, видимо, связана большая степень окисленности железа в кварцевых сиенитах и сиенит-порфирах ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в среднем равно $4,2$).

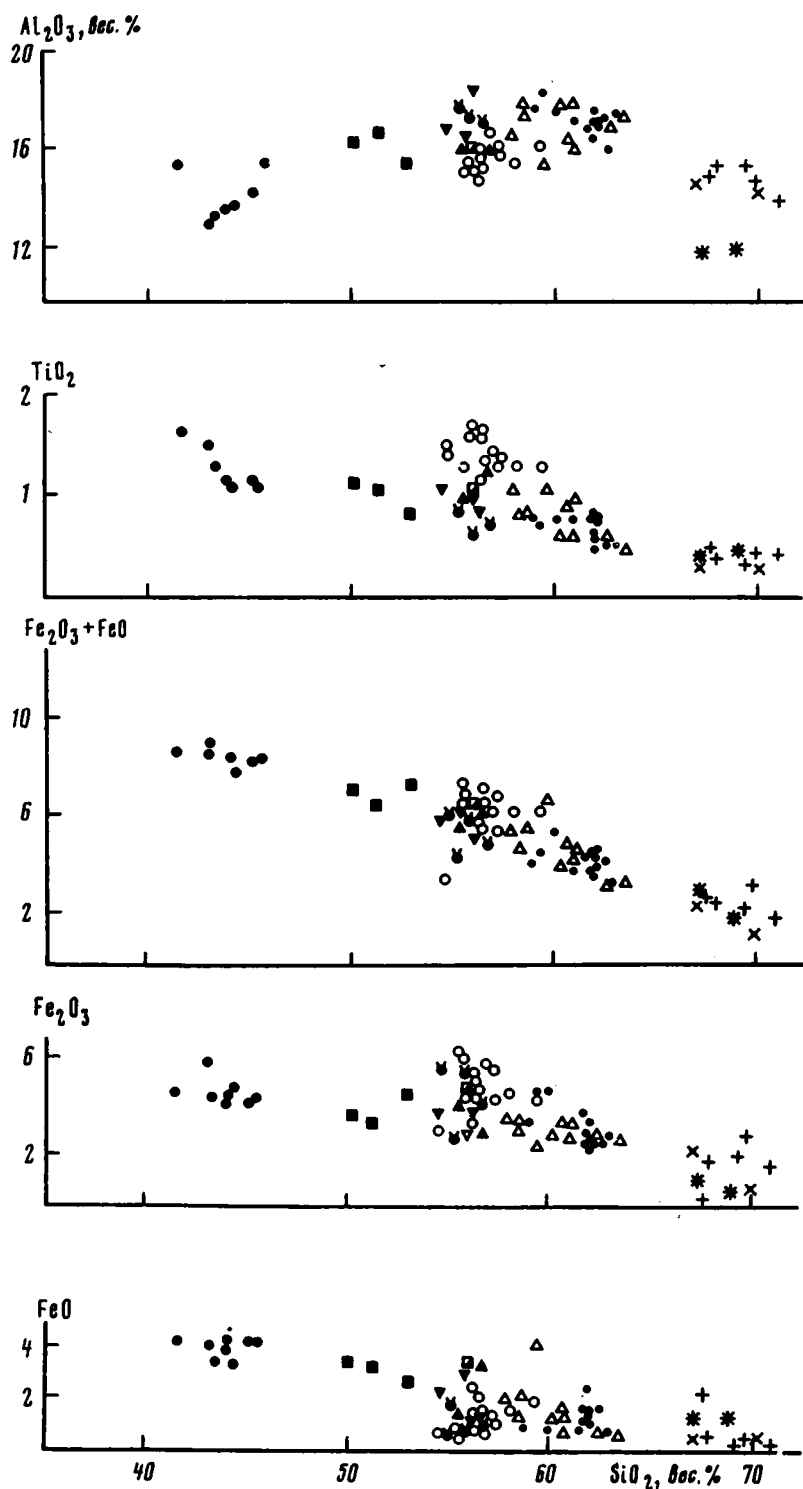
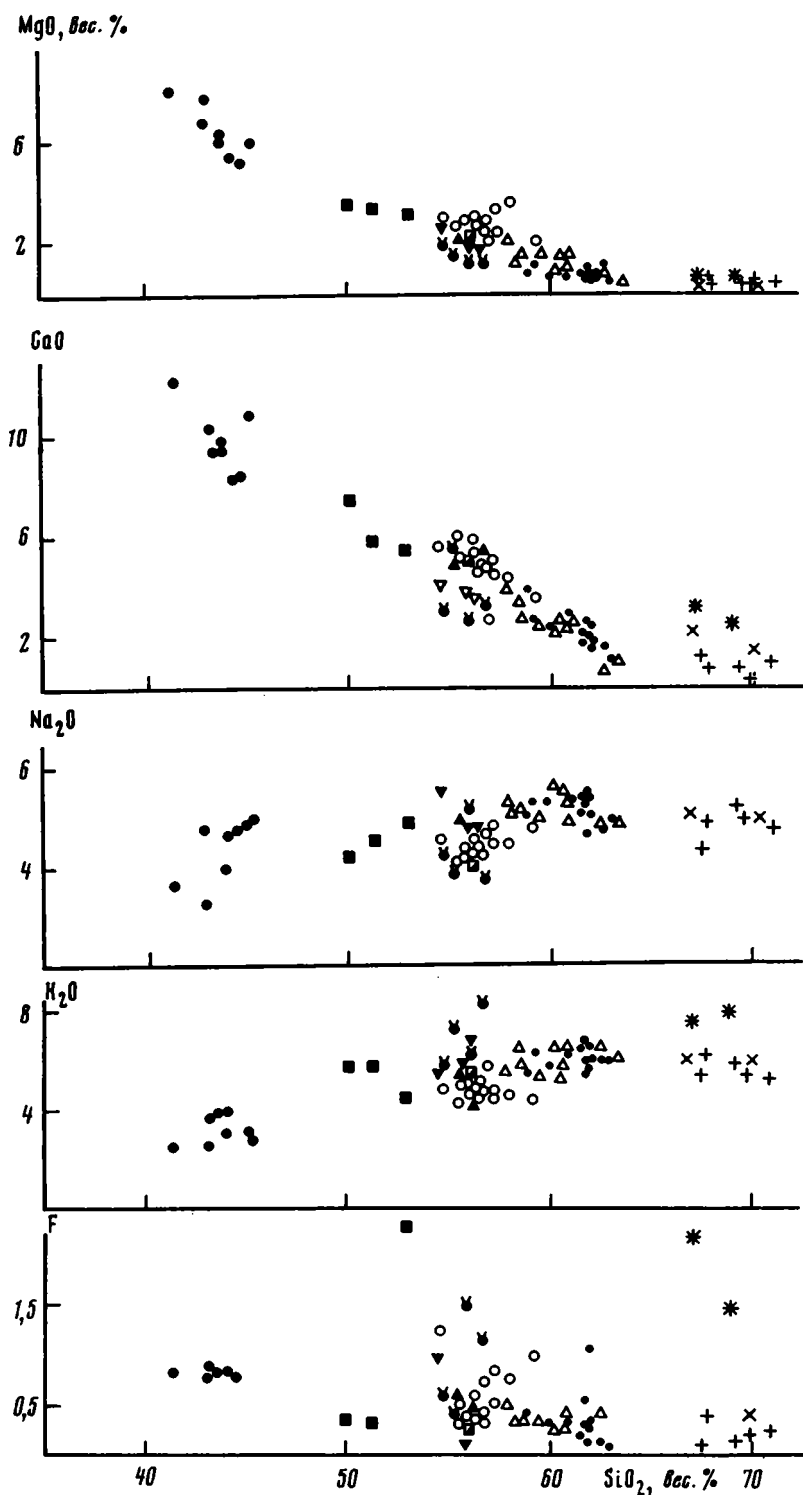


Рис. 20. Зависимость концентрации петрогенных компонентов от кремнекислотности щелочных пород Мушугай-Худук и Баян-Хушу
Условные обозначения те же, что на рис. 18



Плагинклассодержащие трахиты, их нефелинсодержащие разновидности и латиты — наиболее поздние щелочные породы комплекса Мушугай-Худук. Они широко варьируют по химическому составу, особенно это касается петрогенных компонентов — кремнезема, глинозема, оснований, калия, фтора. Концентрации титана, натрия, фосфора довольно выдержаны. В целом эти эффузивы представляют собой породы, слабо недосыщенные кремнекислотой, относительно обогащенные основаниями при умеренной роли щелочей, причем калий преобладает над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,02-1,40$). В большин-

стве случаев $s = 65,5-68,0$, $b = 9,1-16,3$, $c = 15,-3,7$, $a = 15,6-19,4$, $Q = -2,1-6,2$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,36-10,46\%$; только в одном случае (трахит) $s = 72,2$ (при $b = 7$). Для всех разновидностей известково-щелочных эффузивов характерны высокие содержания титана ($1,17-1,62\% \text{TiO}_2$), фосфора ($0,86-1,94\% \text{P}_2\text{O}_5$) и фтора (до $1,25\%$, в среднем $0,6\%$). В наибольшей мере недосыщены кремнеземом нефелинсодержащие трахиты (Q до $-6,2$), не содержащие нормативного кварца. В отдельных их разностях выявляется нормативный нефелин (до $0,3\%$). В нефелинсодержащих трахитах установлены минимальные содержания темноцветных минералов ($b = 9,1-12,8$), особенно магнезия и двухвалентного железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в среднем равно $11,2$), и максимальные количества глинозема (до $18,5\%$), калия (до $5,9\% \text{K}_2\text{O}$), нормативных полевых шпатов (в сумме до $82,5\%$) и прежде всего анортита ($10,8-11,7\%$ при $c = 2,8-3,7$). Коэффициент агаптитности $0,72-0,76$.

Трахиты отличаются от их нефелинсодержащих разностей большим количеством кремнезема (до $59,25\%$), магнезия, железа (в среднем $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 3,0$), натрия (до $4,8\% \text{Na}_2\text{O}$), меньшими концентрациями глинозема (до $16,77\%$) и калия (до $5,79\% \text{K}_2\text{O}$) при близких суммарных содержаниях щелочей — в среднем $9,59\% \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в обоих типах пород. Соответственно трахиты заметно беднее нормативным анортитом ($2,2-8,9\%$) и определяются большей величиной коэффициента агаптитности ($0,80-0,83$). Кроме того, в них обычен нормативный кварц ($1,6-7,4\%$), хотя в одном случае выявляется нормативный нефелин ($1,4\%$).

Латиты среди плагиоклазсодержащих эффузивов выделяются минимальными концентрациями калия ($4,31-4,64\%$), суммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ($8,36-9,07\%$) и высокими содержаниями железа (до $7,35\% \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ при $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в среднем $5,5$). Это наиболее меланократовые образования (b до $16,3$), относительно обедненные нормативными щелочными полевыми шпатами, особенно ортоклазом ($25,6-27,3\%$). В то же время по сравнению с трахитами они обогащены нормативным анортитом ($9,7-10,3\%$). Коэффициент агаптитности $0,75-0,77$, т.е. ниже, чем для трахитов. Рассматриваемые породы содержат нормативный кварц ($4,4-5,2\%$).

Таким образом, в строении комплекса Мушугай-Худук принимают участие щелочные породы с четко выраженной калиевой спецификой, что определяется обычным преобладанием калия над натрием, в ряде случаев весьма значительным. Среди щелочных пород комплекса наибольшее развитие получили лейкократовые, слабо недосыщенные или насыщенные кремнекислотой породы (субщелочные трахиты и лейкотрахиты, сиениты). Меньшую роль играют как лейкократовые, пересыщенные кремнеземом породы, так и меланократовые эффузивы, резко недосыщенные кремнеземом. Общий диапазон содержаний кремнезема в щелочных породах значителен и составляет $41,4-71,1\%$. Однако здесь фиксируются два разрыва в областях составов $45-50$ и $65-67\% \text{SiO}_2$, соответственно отделяющих меланократовые щелочные эффузивы от шонкинит-порфиров, трахиты и сиениты от трахидацитов и трахириодацитов и их интрузивных аналогов. Значителен разрыв между меланократовыми щелочными эффузивами и эффузивами толщи субщелочных трахитов — лейкотрахитов (в области $45-55\% \text{SiO}_2$). Это связано с тем, что в комплексе Мушугай-Худук не обнаружены эффузивы, попадающие в эту область содержаний кремнезема.

На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 19) точки составов щелочных эффузивов комплекса Мушугай-Худук занимают широкую, но прерывистую область. При этом выделяются следующие поля составов, достаточно четко отвечающие выделенным ранее толщам щелочных эффузивов: *I* — меланократовых щелочных пород; *II* — промежуточных щелочных пород (фонолитов, с которых начинается толща субщелочных трахитов и лейкотрахитов, нефелиновых сиенитов и шонкинит-порфиров, являющихся наиболее ранними среди плутонических пород); *III* — субщелочных трахитов — лейкотрахитов и их интрузивных аналогов; *IV* — трахидацитов — трахириодацитов и их интрузивных аналогов; *V* — плагиоклазсодержащих трахитов и латитов.

Максимум щелочнометальности ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) приходится на лейкотрахиты с содержанием кремнезема $62-63\%$. В поле *III* попадают точки составов щелочных и субщелочных сиенитов — лейкосиенитов. В поле *IV* (кислых эффузивов) расположены точки составов кварцевых сиенит-порфиров и сиенитов. Точки составов шонкинит-порфиров, не имеющих эффузивных аналогов в комплексе Мушугай-Худук, находятся в поле *II*. В то же время они расположены на продолжении полей *I* и *III*, т.е. по главным чертам химизма являются промежуточными между меланократовыми щелочными породами и породами щелочнотрахитовой серии.

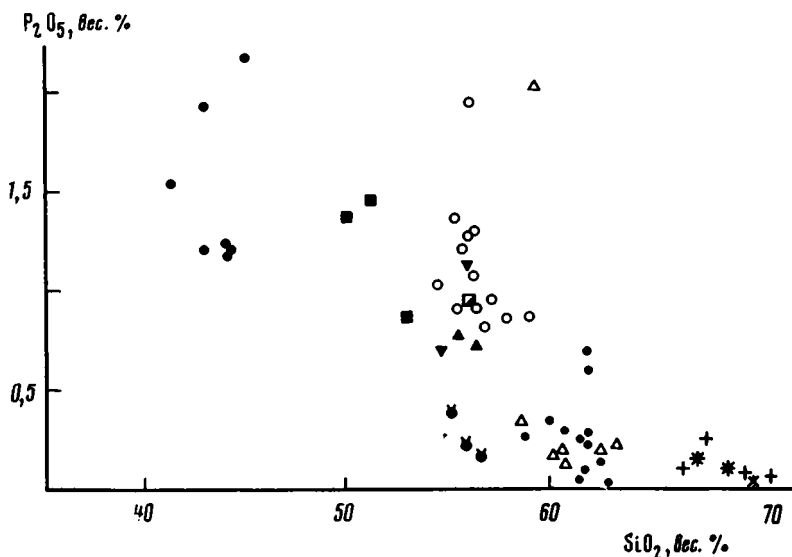


Рис. 21. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$. Положение точек составов щелочных пород комплексов Мушугай-Худук и Баян-Хушу

Условные обозначения те же, что на рис. 18

Особенности эволюции химического состава щелочных пород комплекса Мушугай-Худук рассмотрены на диаграммах, отображающих зависимость содержаний петрогенных компонентов от содержания кремнезема (рис. 20, 21). По мере увеличения концентраций последнего выявляются следующие закономерности в поведении петрогенных компонентов.

1. Распределение глинозема, натрия и калия характеризуется экстремумом их содержаний — максимумом в области 55–60% SiO_2 . В этой области содержаний кремнезема фиксируются широкие вариации концентраций указанных компонентов. С одной стороны, это связано с наличием здесь фонолитов, обогащенных глиноземом и калием и относительно обедненных натрием, с другой — с приуроченностью к этой области трахит-латитов с пониженными (относительно субщелочных трахитов) содержаниями глинозема, калия и натрия. В случае трахит-латитов намечаются тенденции в изменении концентраций глинозема и калия, обратные установленным для других щелочных пород. Из общей закономерности выпадают также точки составов стекол трахириодацитов, характеризующиеся низкой глиноземистостью и высокими содержаниями калия. Последнее обычно и для трахитовых пирокластов.

2. При повышении кремнекислотности щелочных пород они в целом последовательно обедняются железом ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), магнием, кальцием, фосфором и титаном. Минимальными концентрациями этих компонентов определяются грахидациты—трахириодациты. В области 55–60% SiO_2 наблюдается существенный разброс в содержаниях железа, магния, кальция, фосфора и титана, что связано со спецификой химического состава трахит-латитов. Последние по сравнению с фонолитами, субщелочными трахитами и их интрузивными аналогами заметно обогащены фосфором, титаном, трехвалентным железом, а также кальцием и магнием. При этом тенденции к изменению количеств этих компонентов в сравниваемых породах общие. Однако в случае закисного железа тенденции обратные. В трахит-латитах с ростом кремнекислотности содержание закисного железа возрастает.

3. За исключением трахит-латитов и высококалиевых пород, общая тенденция к изменению фтора определяется уменьшением его содержаний при повышении кремнекислотности пород. В трахит-латитах выявляется обратная тенденция.

Полученные данные позволяют выделить среди щелочных пород комплекса Мушугай-Худук две группы образований, различающихся по особенностям эволюции их вещественного состава. К первой группе относятся эффузивы трех ранних толщ ($\text{MZ}_2 \text{tr}_{1-3}$) и их интрузивные аналоги, очевидно представляющие собой последовательный ряд дифференциатов щелочной магмы, характеризующийся накоплением кремнезема во все более поздних породах, параллельным обеднением их титаном, основания-

ми, фосфором, фтором при экстремальном характере поведения глинозема и щелочей — с максимумом в субщелочных трахит-лейкограхитах.

Ко второй группе щелочных пород относятся поздние трахит-латиты, которые в отличие от субщелочных трахитов заметно обогащены основаниями, титаном, фосфором, фтором и обеднены глиноземом и щелочами. При повышении кремнекислотности трахит-латитов для многих петрогенных компонентов выявляются те же тенденции, что и для пород первой группы. Однако в случае закисного железа, фтора и в определенной мере калия эти тенденции обратные.

Рудоносные породы

Магнетит-апатитовые породы, слагающие жильные тела, широко варьируют по химическому составу (см. табл. 3), что обусловлено изменчивостью их минерального состава. Они содержат 7,91–20,84% P_2O_5 и 14,04–37,47% $Fe_2O_3 + FeO$, причем минимальные количества фосфора фиксируются в разностях, обогащенных углекислотой (до 10,18%). Содержания P_2O_5 также понижены в разностях, обогащенных кремнеземом и железом. Однако особенностью химического состава рассматриваемых пород является постоянное присутствие в заметных количествах кремнезема (не менее 6,22%) и углекислоты (не менее 0,96% CO_2). Обращает на себя внимание определенное постоянство концентраций глинозема (2,21–2,97%), в целом коррелирующих с содержанием магния и калия, что указывает на преимущественное накопление этих компонентов во флогопите. В одном случае (см. табл. 3, обр. 4) породы содержат очень мало магния (0,24% MgO), и калия (0,08% K_2O), что, видимо, связано с наличием в этой породе гидрослюда, замещающей флогопит. Обычно же количество MgO в магнетит-апатитовых породах составляет 1,02–1,49%, а K_2O — 0,25–0,50%. Содержание Na_2O (0,11–0,43%) сопоставимо с содержанием K_2O . Количество TiO_2 0,05–1,60%, MnO 0,13–0,78%.

Жильные магнетит-апатитовые породы обогащены фтором (0,87–1,90%), редкими землями, содержание которых обычно составляет 0,70–2,94%, но может быть весьма высоким (до 14,2% $TR + Y$). Концентрация стронция варьирует широко, в отдельных разностях магнетит-апатитовых пород фиксируется до 3,11–3,41% SrO .

Апатитовые породы тела Апатитового по химическому составу несколько отличаются от жильных магнетит-апатитовых пород. Они богаче фосфором (26,99%) и беднее железом (11,2% $Fe_2O_3 + FeO$), магнием, марганцем, калием и кремнеземом. В то же время по содержанию глинозема, натрия, фтора, стронция они близки к описанным выше жильным магнетит-апатитовым породам. Измененные апатитовые породы (тела Апатитового) обогащены кремнеземом, глиноземом, углекислотой и особенно стронцием, барием и серой. В них отмечаются низкие концентрации фосфора (8,04% P_2O_5) и железа (5,34% $Fe_2O_3 + FeO$), а также калия, фтора (0,2%).

Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы содержат 9,72–18,51% P_2O_5 и 11,52–20,68% $Fe_2O_3 + FeO$, весьма богаты фтором (8,25–11,12%) и стронцием (9,26–20,82% SrO), причем разности, наиболее богатые стронцием, содержат наименьшие количества фосфора. Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы богаты кремнеземом (15,50–17,42%), глиноземом (7,93–10,27%), но бедны щелочами и магнием. Столь высокие содержания глинозема не установлены в других типах апатитосодержащих пород, как, впрочем, и вообще в рудоносных образованиях комплекса Мушугай-Худук. Видимо, это связано с возможным присутствием в рассматриваемых породах минералов группы крадаллита — богатых глиноземом гидроксил-фосфатов (гойяцита и др.).

Кальцитовые карбонаты комплекса Мушугай-Худук представляют собой силикатно-карбонатные породы, содержащие до 32,38% CO_2 (до 74% кальцита) и 21,31–25,91% кремнезема. Повышенное количество кремнезема обычно связано с присутствием в карбонатах кварца, реже полевого шпата и слюды. Карбонаты, обогащенные алюмосиликатами, характеризуются повышенными концентрациями глинозема (3,39–7,92%) и щелочей (прежде всего калия — до 3,66% K_2O при 0,93% Na_2O). Содержание магния в них обычно низкое (0,24–1,80% MgO), а повышенное его количество отмечается только в карбонатах с реликтовым биотитом. В отличие от магнетит-апатитовых пород в карбонатах мало титана и железа (0,73–3,05% $Fe_2O_3 + FeO$), причем окисное железо большей частью преобладает над закисным, но они также обогащены марганцем (0,20–0,93%). Содержание стронция, бария, фтора в кальцитовых карбонатах широ-

ко варьирует. Отдельные их разности весьма богаты этими компонентами (в них установлено до 2,47% SrO, до 6,18% BaO, до 9,38% F). Карбонатиты, обогащенные фтором, по составу приближаются к карбонатно-флюоритовым породам. Содержание пятиокси фосфора в кальцитовых карбонатитах составляет 0,22–1,35%.

Доломитовые карбонатиты в отличие от кальцитовых карбонатитов представляют собой существенно карбонатные (41,08% CO₂) магнезиальные породы, содержащие 17,04% MgO, причем магний главным образом карбонатный. В доломитовых карбонатитах фиксируются и большие количества закисного железа и марганца, которые, видимо, также входят в карбонатную часть породы. За вычетом нормативного флюорита соотношение Ca : (MgO + FeO + MnO) : CO₂ соответствует 1:1:2, т.е. отвечает доломиту (Mg : (Fe² + Mn) = 9,84). Доломитовые карбонатиты, как и кальцитовые, содержат мало фосфора.

Флюоритовые породы рассматриваемого комплекса весьма богаты фтором (18,75–22,50%), концентрирующимся в их главном породообразующем минерале – флюорите. Наряду с кальцием и фтором основную роль в составе пород играют кремнезем (5,43–32,38%), углекислота (7,38–18,17%), а также сера, барий (до 6,22% BaO) и стронций (до 2,47% SrO), входящие в состав других породообразующих минералов – кварца, карбоната, целестина, барита. Карбонат в этих породах представлен как кальцитом, так и анкеритом. Количество последнего возрастает в разностях, обогащенных кремнеземом. Флюоритовые породы бедны титаном, глиноземом, щелочами, содержат мало закисного железа (0,18–0,88%), но отдельные их разности весьма богаты марганцем, а также окисным железом. Количество пятиокси фосфора во флюоритовых породах составляет 0,27–2,01%.

Кварцевые породы и все их разновидности обогащены кремнеземом (до 51,36%). Для них характерно также высокое содержание кальция (13,04–21,73% CaO), фтора (5,5–11,0%), углекислоты (8,05–16,64% CO₂), а в ряде случаев и бария (до 10,19% BaO), редких земель, серы (до 7,62% SO₃). В то же время концентрации стронция не слишком высокие (0,20–1,58% SrO). В кварцевых породах устанавливаются минимальные количества титана, щелочей (по сравнению с другими рудоносными образованиями). Мало в них и глинозема (до 0,32%). Отдельные разновидности кварцевых пород обогащены магнием (до 3,22% MgO), в этих же случаях фиксируются наиболее высокие содержания закисного железа и марганца. Это связано с присутствием в кварцевых породах нормативных доломита, ферродоломита и кутнагорита и, видимо, модалного анкерита (что отмечалось ранее), так как отношение суммы нормативных ферродоломита и кутнагорита к нормативному доломиту составляет 0,24–0,63. Иногда фиксируется и нормативный кальцит, но он подчинен другим карбонатам. Кроме того, в данных породах устанавливается существенное количество нормативного редкоземельного карбоната.

Комплекс Хэцу-Тэг

В комплексе Хэцу-Тэг встречены только субщелочные лейкотрахиты и нефелинсо держащие трахиты, которые существенно различаются по химическому составу. Более ранние субщелочные лейкотрахиты – довольно лейкократовые породы ($b = 6,3–10,8$), слабо недосыщенные (Q до $-3,2$) или пересыщенные (Q до $2,6$) кремнеземом, но всегда содержащие нормативный кварц ($2,1–7,4$). Они обогащены щелочными алюмосиликатами ($a = 19,2–21,1$), содержат 75,8–82,3% нормативных ортоклаза и альбита, причем последний преобладает. Количество нормативного анортита составляет 2,8–6,4% при $c = 1,0–1,7$. Субщелочные лейкотрахиты богаты щелочами, Na₂O + K₂O = 10,66–11,42%, калий всегда преобладает над натрием (K₂O/Na₂O = 1,04–1,36); коэффициент агпантности 0,82–0,91. Характерна высокая степень окисленности железа – Fe₂O₃/FeO = 3,2–13,6 (в среднем 6,3). Химический состав лейкотрахитов заметно варьирует прежде всего в отношении концентраций глинозема, магния, кальция, фосфора, фтора (см. табл. 2). Но в целом они и по химическому составу, и по всем петрохимическим характеристикам весьма близки к субщелочным лейкотрахитам комплекса Мушугай-Худук.

Более поздние нефелинсодержащие трахиты комплекса Хэцу-Тэг представляют собой породы, недосыщенные кремнекислотой ($Q = -5,8–7,8$ при $s = 63,4–64,1$) и обогащенные основаниями ($b = 16,8–18,6$) при умеренной роли щелочей (K₂O + Na₂O = 8,96–9,21%). Но и в этом случае калий преобладает над натрием (K₂O/Na₂O = 1,11–1,51). В нефелинсодержащих трахитах выявляются незначительные количества или

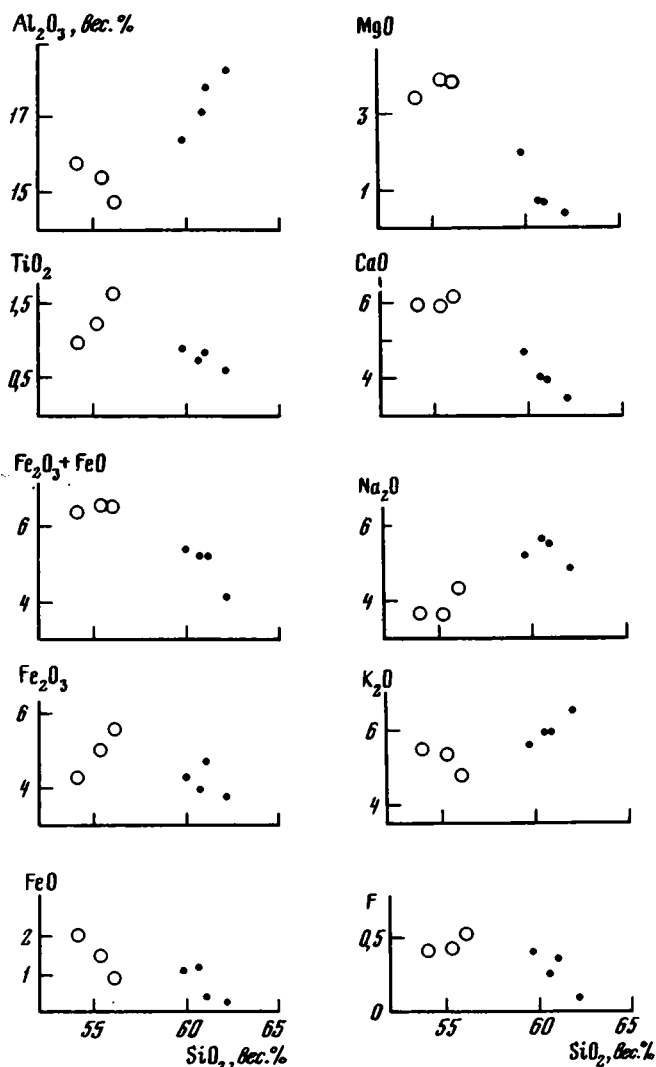


Рис. 22. Зависимость концентрации петрогенных компонентов от кремнекислотности щелочных пород комплекса Хэцу-Тэг

Условные обозначения те же, что на рис. 18

нормативного кварца (до 0,5%), или нормативного нефелина (до 0,3%). Количество нормативных щелочных полевых шпатов не превышает 65%, причем нормативный ортоклаз может несколько преобладать над нормативным альбитом. По сравнению с субщелочными лейкотрахитами в нефелинсодержащих трахитах содержание нормативного анортита больше (6,4–10,3% при $c = 1,6-2,6$). Коэффициент агапитности равен 0,76–0,84. Степень окисленности железа высокая, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2,0-6,1$ (в среднем 3,3). В целом по химизму нефелинсодержащие трахиты комплекса Хэцу-Тэг сопоставимы с нефелинсодержащими разностями плагиоклазсодержащих трахитов комплекса Мушугай-Худук.

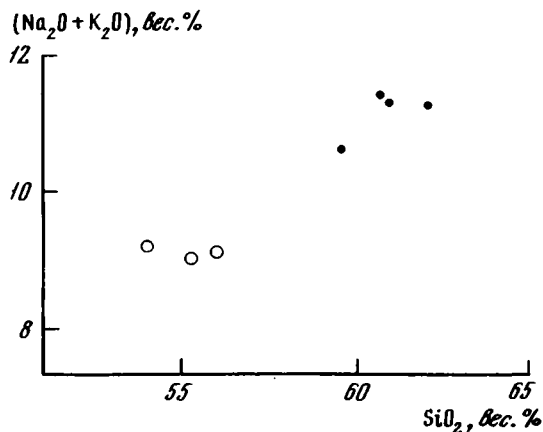
Различия в химизме двух групп щелочных пород комплекса Хэцу-Тэг отчетливо проявлены на диаграммах, отражающих зависимость содержаний петрогенных компонентов от содержания кремнезема (рис. 22). В случае субщелочных лейкотрахитов обогащение их кремнеземом сопровождается уменьшением концентраций титана, оснований, фосфора, фтора, а также увеличением содержаний глинозема и калия. Максимальные количества последних двух компонентов приходятся на трахиты с содержанием 62,5% SiO_2 . Концентрации натрия сначала возрастают, а затем понижаются с максимумом в области 60% SiO_2 . Максимум суммы щелочей, выраженный не столь отчетливо, приходится на область с содержанием приблизительно 61% SiO_2 (рис. 23).

Рис. 23. Зависимость содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от кремнекислотности щелочных пород комплекса Хэцу-Тэг

Условные обозначения те же, что на рис. 18

Иные тенденции прослеживаются в случае нефелинсодержащих трахитов (см. рис. 22). Здесь при повышении кремнекислотности пород намечается тенденция к повышению содержания титана, окисного железа, магния, кальция, фосфора и фтора и к понижению концентраций глинозема, закисного железа, калия. Количество натрия при этом возрастает, что совпадает с тенденцией, выявленной в случае субщелочных лейкотрахитов (в области с содержанием менее 60% SiO_2).

В целом полученные петрохимические данные позволяют сопоставлять щелочные породы комплекса Хэцу-Тэг соответственно с эффузивами толщ субщелочных трахитов-лейкотрахитов и трахит-латитов комплекса Мушугай-Худук (см. рис. 19). На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (см. рис. 23) точки составов субщелочных лейкотрахитов и нефелинсодержащих трахитов комплекса Хэцу-Тэг занимают аналогичное положение, также образуя два поля пород, различающихся по кремнекислотности и щелочнометальности.



Улугейский комплекс

Как отмечалось выше, в этом комплексе среди эффузивов преобладают плагиоклазсодержащие трахиты, меньшую роль играют их нефелинсодержащие разности, а также латиты. Локально проявлены фonoлиты, субщелочные лейкотрахиты и трахириодациты. Среди интрузивных пород известны аналоги плагиоклазсодержащих трахитов-сиенитов и их нефелинсодержащие разности, а также кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, нефелиновые сиениты.

Плагиоклазсодержащие трахиты заметно варьируют по химическому составу. Это проявлено в отношении практически всех петрогенных компонентов, содержание которых следующее (в вес. %): кремнезема (56,16–61,02), глинозема (16,29–17,70), титана (0,60–1,23 TiO_2), железа (4,06–6,20 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), магния (1,38–2,54 MgO), кальция (3,47–4,7 CaO), натрия (4,19–6,00 Na_2O), калия (4,38–6,62 K_2O), пятиокси фосфора (0,44–0,95) и фтора (0,15–1,25). Суммарное количество $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет 9,98–10,81%, причем большей частью калий преобладает над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ до 1,58). Только в одном случае $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,73$. Коэффициент агпаитности трахитов 0,73–0,90. Породы в целом несколько обогащены темноцветными минералами ($b = 9,3$ –13,8). Среди них встречаются разности, как слабо пересыщенные кремнеземом (Q до 2,8), так и недосыщенные им (Q до –10,2). Соответственно трахиты могут содержать нормативный нефелин (до 4,8%), но более обычны разности с нормативным кварцем (1,0–5,6%). Количество нормативных щелочных полевых шпатов составляет 68,1–73,8% (при $a = 18,0$ –19,8), причем нормативный альбит (до 42%) преобладает над нормативным ортоклазом (до 39%). Содержание нормативного анортита 4,5–10,9% (при $c = 1,1$ –2,9).

Нефелинсодержащие трахиты отличаются от рассмотренных выше трахитов (с плагиоклазом) меньшим содержанием (в вес. %) кремнезема (53,19–55,70) и натрия (3,46–4,19 Na_2O) и большими концентрациями титана (1,31–1,43 TiO_2), магния (2,82–3,87 MgO), кальция (6,26–7,46 CaO), пятиокси фосфора (1,08–1,34) и в целом железа (до 7,35 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$). Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в них составляет 8,34–9,06% при преобладании калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,02$ –1,53). Коэффициент агпаитности 0,66–0,78. Нефелинсодержащие трахиты характеризуются величиной $b = 15,2$ –17,5 при $s = 63,3$ –65,0. Это недосыщенные кремнеземом породы ($Q = -5,5$ –8,7), причем в них обычен нормативный нефелин (0,6–1,4%), хотя в одном случае выявлен нормативный кварц (0,2%). Количество нормативных щелочных полевых шпатов в породах варьирует в пределах 57,9–64,1%, причем обычно нормативный альбит (до

33,6%) несколько преобладает над нормативным ортоклазом (до 31,2%). Характерна повышенная роль нормативного анортита (9,5–15,8%) при $c = 2,3–4,1$.

Латиты отличаются от трахитов пониженным суммарным содержанием щелочей ($K_2O + Na_2O = 9,08\%$), меньшими величинами характеристики $a = 17,1$ и коэффициента агпаитности (0,7). В то же время они заметно богаче нормативным анортитом (15,6% при характеристике $c = 4,0$).

Латиты слабо пересыщены кремнеземом ($Q = 2,6$), содержат нормативный кварц (3,2%), довольно богаты основаниями, в том числе входящими в состав фемических минералов ($b = 10,5$). Как и трахиты, они обогащены калием относительно натрия ($K_2O/Na_2O = 1,09$). При сравнении трахит-латитов комплексов Мушугай-Худук и Улугейского выявляется близость их химического состава и петрохимических характеристик. Однако эти породы имеют следующие отличия (см. табл. 2,4): а) нефелин-содержащие трахиты более меланократовые, несколько богаче магнием, кальцием, анортитовой известью, но беднее щелочами и щелочными алюмосиликатами, фтором; б) трахиты содержат меньше титана, фосфора, фтора и несколько богаче глиноземом, натрием, нормативными альбитом, анортитом и кварцем; в) латиты беднее титаном, фосфором, менее меланократовые, содержат больше глинозема и нормативного анортита.

Субщелочные лейкотрахиты Улугейского комплекса по химическому составу очень близки к субщелочным лейкотрахитам комплексов Мушугайского района. Это тоже лейкократовые породы ($b = 6,6–7,9$), обогащенные щелочами ($K_2O + Na_2O$ до 12,35%) и щелочными алюмосиликатами ($a = 19,7–21,6$) при суммарном содержании нормативных щелочных полевых шпатов до 85,5% (ортоклаза до 45,1%, альбита до 45,6%). Количество нормативного анортита невелико (до 6,1% при c до 1,5). В рассматриваемых породах всегда фиксируется нормативный кварц (1–2%). Характерно преобладание калия над натрием (K_2O/Na_2O до 1,58). В одном, случае, когда лейкотрахиты обогащены кальцитом (около 10% объема породы), $K_2O/Na_2O = 0,97$, причем коэффициент агпаитности 1,0 ($c = 0, ap = 0$). Обычно коэффициент агпаитности равен 0,87–0,93.

Трахидациты среди щелочных эффузивов Улугейского комплекса являются наиболее лейкократовыми ($b = 5,3$) и обогащенными кремнеземом ($s = 75,4$ при $Q = 12,9$), содержат около 14% нормативного кварца. Породы довольно бедны основаниями, особенно магнием, и нормативным анортитом (2,5% при $c = 0,7$). Количество нормативных щелочных полевых шпатов составляет 74,2% (31,2% ортоклаза и 43,0% альбита) при $a = 18,6$. Трахидациты содержат 10,34% $Na_2O + K_2O$, причем калий преобладает над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,04$). Коэффициент агпаитности 0,94.

Фонолиты – редко встречающиеся субвулканические породы. Они недосыщены кремнеземом ($Q = -9,1, s = 64,7$), содержат небольшое количество нормативного нефелина (0,7%). По сравнению с фонолитами комплекса Мушугай-Худук они богаче основаниями и являются более меланократовыми ($b = 15,5$), содержат меньше щелочей ($Na_2O + K_2O = 10,9\%$), глинозема (15,31%), фтора (0,18%) и больше фосфора. Фонолиты Улугейского комплекса также характеризуются высоким калий-натриевым отношением ($K_2O/Na_2O = 2,06$) и значительной степенью окисленности железа ($Fe_2O_3/FeO = 11,6$).

Нефелиновые сиениты Улугейского сиенитового массива, видимо, являются интрузивными аналогами рассмотренных выше фонолитов. Это породы, также богатые фемическими минералами ($b = 16,3–16,9$), недосыщенные кремнеземом ($Q = -10,9–13,7$) и содержащие нормативный нефелин (4,3–6,3%); $K_2O + Na_2O = 10,41–10,59\%$ при преобладании калия над натрием ($K_2O/Na_2O = 1,18–1,57$). В отличие от фонолитов нефелиновые сиениты богаче глиноземом, магнием, натрием и особенно фтором (0,75–1,00%), но беднее калием. Соответственно в них меньше нормативного ортоклаза (до 37,8%) и больше нормативного альбита (до 29,4%), повышена и роль нормативного анортита (до 7%). В отличие от фонолитов в них не столь резко окислено железо ($Fe_2O_3/FeO = 1,1–1,9$).

Сиениты Улугейского массива по химическому составу близки к трахитам (плагиоклазосодержащим), хотя некоторые их разности, видимо, следует рассматривать как интрузивные аналоги латитов (монциты и лейкомонциты). В целом эта группа пород заметно варьирует по химическому составу. Особенно сильно это проявлено в отношении кремнезема (57,42–62,66%), железа, кальция, калия, в меньшей мере – в отношении других петрогенных компонентов. Сиениты недосыщены (Q до -6,4)

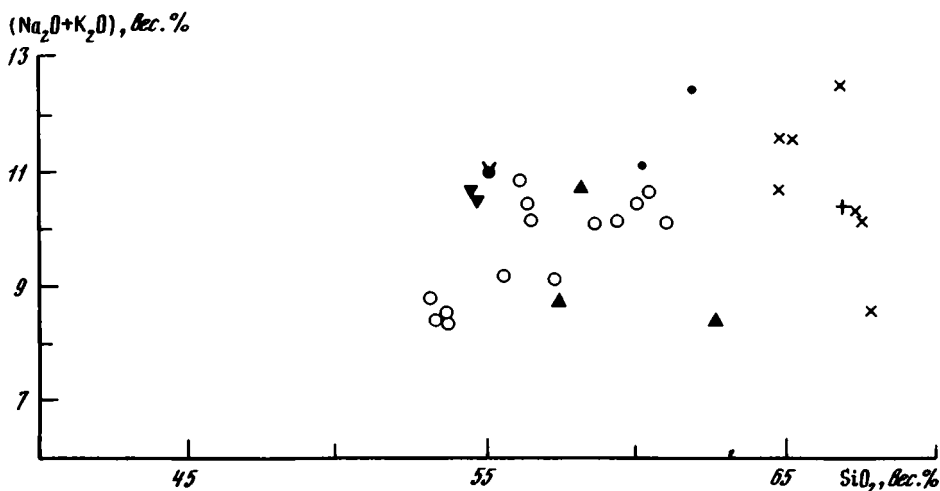


Рис. 24. Зависимость содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от кремнекислотности щелочных пород Улугейского комплекса

Условные обозначения те же, что на рис. 18

или пересыщены (Q до 9,6) кремнеземом и соответственно содержат нормативный нефелин (до 1,4%) или нормативный кварц (до 11,4%). Большие содержания нормативного кварца (и характеристики Q) характерны для разностей типа лейкомонцититов, обогащенных кремнеземом (62,66%) при минимальной для рассматриваемых пород сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,36\%$ с преобладанием натрия над калием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,71$). Собственно сиениты богаче щелочами (до 10,72% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и характеризуются большей относительной ролью калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ до 1,14) и нормативного ортоклаза (до 34%). В лейкомонцититах последнего меньше (20,6%) и он в большей мере подчинен нормативному альбиту. Роль нормативного анортита в плагиоклазсодержащих интрузивных породах умеренная (5,9–13,1% при $c = 1,4$ –3,1), это лейкократовые до мезолитовых образования ($b = 8,5$ –14,0), коэффициент агпаитности 0,67–0,87 (с минимальным значением в случае лейкомонцититов).

Кварцевые сиенит-порфиры периферической зоны Улугейского массива представляют собой лейкократовые ($b = 3,3$ –4,2) породы, пересыщенные кремнеземом ($Q = 5,3$ –13,6 при $s = 74,3$ –76,0) и содержащие нормативный кварц (8,5–14,2%). Они обогащены щелочами (10,24–12,42% $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,05$ –1,33), причем отдельные их разности характеризуются коэффициентом агпаитности, большим единицы (1,03 при $\bar{c} = 0,7$). Более обычны разности с $K_{\text{агп}} < 1$ (0,83–0,93 при $c = 0,8$ –1,9 и $ap = 1,7$ –7,5%). Кварцевые сиенит-порфиры содержат 32,3–41,7% нормативного ортоклаза и 37,8–47,2% нормативного альбита ($a = 18,3$ –21,5) с преобладанием последнего. Отношением $or/ab \approx 1$ характеризуются разности с $K_{\text{агп}} > 1$.

Кварцевые сиениты центральной части Улугейского массива по химическому составу в целом близки к кварцевым сиенит-порфирам периферической зоны, но являются несколько менее лейкократовыми ($b = 4,6$ –6,5) и железистыми, в среднем содержат меньше щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,48$ –11,48% при $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,19$ –1,27). Отдельные разности кварцевых сиенитов сильнее пересыщены кремнеземом (Q до 21,5 при 24,3% нормативного кварца), а также обеднены щелочными алюмосиликатами (a до 15 при c до 2,1). Среди кварцевых сиенитов не встречены агпаитовые разности – $K_{\text{агп}} = 0,69$ –0,87 и в среднем ниже в случае кварцевых сиенит-порфиров.

Таким образом, в строении Улугейского комплекса принимают участие щелочные породы с калиевой спецификой (как и в комплексе Мушугай-Худук). В Улугейском комплексе основную роль играют относительно обогащенные основаниями и обедненные щелочами плагиоклазсодержащие эффузивы (главным образом трахиты) и их интрузивные аналоги. По сравнению с комплексом Мушугай-Худук здесь довольно редки субщелочные трахиты, лейкотрахиты и сиениты, кислые эффузивы, не выявлены меланократовые щелочные породы с содержанием $\text{SiO}_2 < 53\%$. В то же время в Улугейском комплексе относительно шире проявлены лейкократовые интрузивные породы, пересыщенные кремнеземом. Фонолиты и нефелиновые сиениты Улугейского комп-

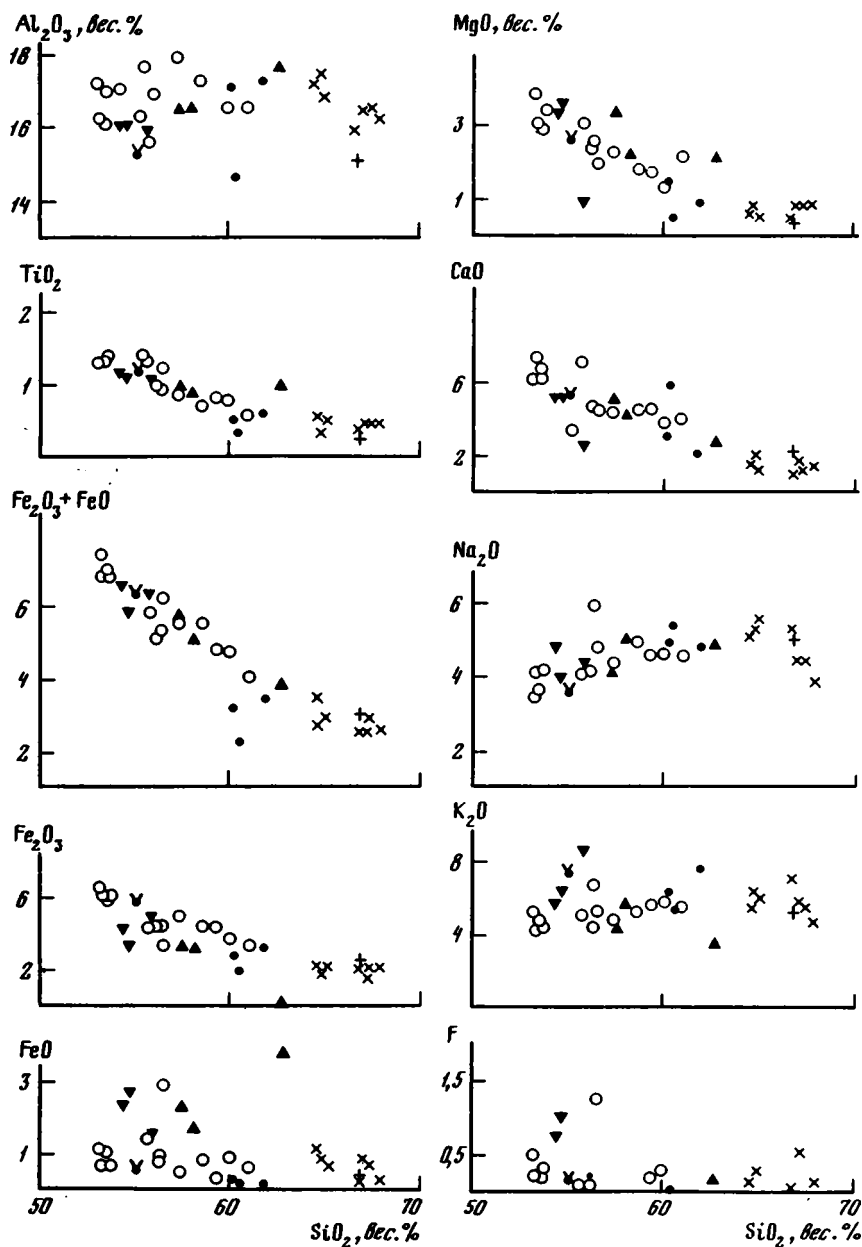


Рис. 25. Зависимость концентрации петрогенных компонентов от кремнекислотности щелочных пород Улугейского комплекса

Условные обозначения те же, что на рис. 18

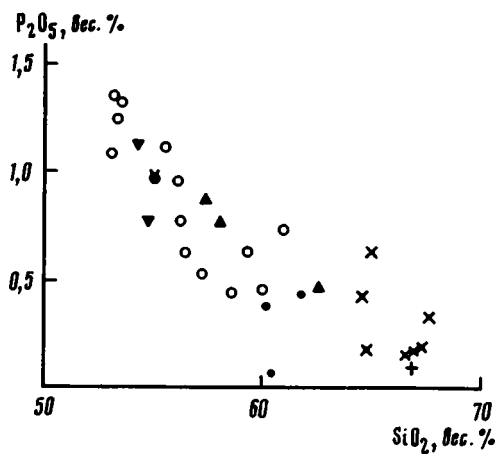


Рис. 26. Зависимость содержания фосфора (P_2O_5) от кремнекислотности щелочных пород Улугейского комплекса

Условные обозначения те же, что на рис. 18

лекса, как и трахиты, в основном представлены разновидностями, обогащенными основаниями, в том числе известью, входящей в состав плагиоклаза.

Общий диапазон содержаний кремнезема в щелочных породах рассматриваемого комплекса составляет 53–68%, т.е. включает всю область составов средних пород и значительную часть области составов кислых пород. Выявляется незначительный разрыв составов в области 63–65% SiO_2 , разделяющий средние и кислые породы. На диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 24) точки составов пород Улугейского комплекса занимают широкую область, в пределах которой выделяются три поля, отвечающие средним породам пониженной щелочности (плагиоклазосодержащим эффузивам и их интрузивным аналогам), субщелочным и щелочным породам (субщелочным лейко-трахитам и нефелиновым сиенитам), кислым породам (кварцевым сиенитам и сиенит-порфирам, трахидацитам).

Особенности поведения петрогенных компонентов в зависимости от изменения концентраций кремнезема в щелочных породах Улугейского комплекса рассмотрены на диаграммах (рис. 25, 26). По мере увеличения содержаний кремнезема выявляются следующие тенденции в поведении петрогенных компонентов.

1. Уменьшаются количества титана, общего железа, окисного железа, магния, кальция и фосфора, так что минимальными их концентрациями характеризуются кислые породы.

2. Содержание натрия сначала возрастает (с одним отклонением), а затем понижается, максимум приходится на породы с 65% SiO_2 . Волнообразное изменение фиксируется и в случае глинозема и калия, но здесь картина более сложная. Намечаются два максимума содержаний этих компонентов: при ≈ 62 и 56–57% SiO_2 . Во втором случае максимум глинозема приходится на трахиты с содержанием $\sim 57\%$ SiO_2 , а калия — на нефелиновые сиениты с содержанием $\sim 56\%$ SiO_2 .

3. В целом не устанавливается зависимости между концентрациями кремнезема и фтора, в том числе среди пород разных групп. В определенной мере это касается и закисного железа, но в этом случае картина несколько более сложная, что прежде всего связано с изменчивым повышенным содержанием закисного железа в интрузивных породах и с его значительным постоянством в эффузивах.

Кальцитовые карбонаты Улугейского комплекса представляют собой силикатно-карбонатные породы, содержащие (в %) 13,46 SiO_2 , 43,88 CaO и 32,37 CO_2 . Количество нормативного кальцита составляет 74% объема породы, кроме того, в небольших количествах фиксируется нормативный анкерит (вероятно, это примесь доломита и сидерита в модалном кальците). Карбонаты комплекса весьма бедны титаном, щелочами, нередко и фосфором, характеризуются пониженными концентрациями бария и стронция (при отсутствии нормативных барита и целестина).

Карбонатно-хальцедон-апатитовые породы содержат 18,08% P_2O_5 и 30,86% SiO_2 , относительно обогащены углекислотой (7,65%), фтором (2,5%). Нормативный карбонат представлен кальцитом и анкеритом ($\text{FeO}/\text{MgO} = 1/3$) приблизительно в равных количествах. Эти породы бедны стронцием, барием и соответственно нормативными целестином и баритом.

Комплекс Баян-Хушу

Магматические силикатные породы этого комплекса представлены субщелочными лейко-трахитами и сиенитами (субщелочными и плагиоклазосодержащими).

Субщелочные лейко-трахиты по химическому составу очень близки к субщелочным трахитам других щелочных комплексов Южной Монголии (Мушугай-Худук, Хэцу-Тэг, Улугейского). Это также средние лейкократовые ($b = 7,3$) породы, обогащенные щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 11,54\%$) при преобладании калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,18$). Они содержат более 80% нормативных щелочных полевых шпатов ($ab > or$) при $a = 20,9$ и $c = 1,2$ (5% нормативного анортита), очень слабо пересыщены кремнеземом ($Q = 1,8$ при 1,3% нормативного кварца). Коэффициенты апатитности 0,89.

Субщелочные сиениты — интрузивные аналоги субщелочных трахитов — по химическому составу весьма близки к последним, отличаясь большей лейкократовостью ($b = 5,3$ –5,7) и пересыщенностью кремнеземом ($s = 72,7$ –73,6 при $Q = 2,8$ –6,5 и 6,7–7,3% нормативного кварца). Сиениты содержат 79–82% нормативных щелочных полевых шпатов ($ab > or$) и до 4,4% нормативного анортита ($c = 0,7$ –1,3). Как и субщелочные трахиты, сиениты богаты щелочами (11,26–11,71% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) с преобладанием калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,3$ –1,4). Коэффициент апатитности 0,85–0,89.

Плагиноклазсодержащие сиениты по химическому составу и почти по всем петрохимическим характеристикам отличаются от предыдущих пород. Они значительно богаче основаниями, титаном, фосфором, а также фтором и обеднены глиноземом, кремнеземом и щелочами, особенно калием. Содержание $K_2O + Na_2O$ составляет 8,67–10,33%, повышаясь в нефелинсодержащих разностях. Калий и натрий находятся приблизительно в равных количествах ($K_2O/Na_2O = 0,96–1,09$). Плагиноклазсодержащие сиениты относительно обогащены меланократовыми минералами ($b = 14,2–14,9$ при $a = 16,2–19,1$) и анортитовой известью (c до 2,8), содержание нормативного анортита достигает 11,1%. Количество нормативных щелочных шпатов составляет 62,8–67,9% ($ab > or$). Характеристика Q варьирует от -3 до -9 , причем сиениты могут содержать как нормативный нефелин (3,1%), так и нормативный кварц (2,5%). Коэффициент агпаитности 0,74–0,87, повышается в сиенитах, содержащих нефелин. В целом плагиноклазсодержащие сиениты комплекса Баян-Хушу по химическому составу сопоставляются с некоторыми разностями плагиноклазсодержащих сиенитов Улугейского комплекса, а также с некоторыми разностями плагиноклазсодержащих эффузивов этого комплекса и комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 2, 4).

Таким образом, в комплексе Баян-Хушу по химизму четко выделяются две группы пород, имеющие аналоги в других позднемезозойских комплексах, соответствующие породам толщ субщелочных трахит-лейкотрахитов и трахит-латитов комплекса Мушугай-Худук (см. рис. 19). На диаграммах, отражающих зависимость содержаний петрогенных компонентов от кремнекислотности пород (см. рис. 20), точки составов соответствующих щелочных пород комплексов Мушугай-Худук и Баян-Хушу укладываются в единые ряды с сохранением тенденций к изменению химизма, выявленных для первого из этих комплексов.

Химический состав рудоносных пород комплекса Баян-Хушу охарактеризован слабо. В табл. 3 приведен анализ кальцитового карбонатита, богатого кремнеземом, фтором, барием и стронцием, а также серой, что выявляет существенную роль нормативных кварца, целестина, барита и флюорита. Как и кальцитовые карбонатиты комплекса Мушугай-Худук, эта порода содержит мало фосфора, глинозема, магнезия, в ней не обнаружены титан и щелочи. Кварцевые породы комплекса Баян-Хушу весьма богаты кремнеземом (более 50%). В них фиксируются высокие концентрации фтора, серы, бария, кальция и стронция при значительной роли нормативных карбоната, флюорита и барита.

Комплексы Хавтагай-Ула, Цогт-Обинский, Дурбент-Дориту

В комплексе Хавтагай-Ула основное развитие получили латиты. Это пересыщенные кремнеземом породы ($q = 2,4–4,6$), содержащие нормативный кварц в количестве 6,1–9,1%. В них фиксируются умеренные содержания меланократовых минералов ($b = 10,3–12,1$) и нормативных щелочных шпатов (60,6–66,1% при $a = 15,7–17,0$) при существенной роли нормативного анортита (10,0–11,7% при $c = 2,5–3,0$). Латиты относительно бедны щелочами — 8,33–9,06% $Na_2O + K_2O$, причем $K_2O/Na_2O < 1$ (0,88–0,92); нормативный альбит преобладает над нормативным ортоклазом ($ab/or = 1,5–1,6$). Коэффициент агпаитности равен 0,74–0,76. Как и другие типы плагиноклазсодержащих эффузивов, латиты характеризуются повышенными содержаниями титана (до 1,55% TiO_2) и пятиоксида фосфора (до 0,97%). Количество фтора умеренное и не превышает 0,35%. По химическому составу латиты частично близки к латитам комплексов Мушугай-Худук, Улугейского, Дурбент-Дориту, но отличаются от последних натриевой спецификой. По относительно низкому содержанию фтора они ближе к плагиноклазсодержащим эффузивам Улугейского комплекса.

Химизм щелочных пород Цогт-Обинского массива и комплекса Дурбент-Дориту изучен слабо. Главные разновидности интрузивных пород Цогт-Обинского массива — монцониты и кварцсодержащие лейкомонцониты сильно различаются по химическому составу.

Монцониты обогащены основаниями, титаном, фосфором, но бедны щелочами (7,2% $Na_2O + K_2O$ при $K_2O/Na_2O = 1,17$). Они пересыщены кремнеземом ($Q = 4,1$ при 8,7% нормативного кварца) и бедны щелочными алюмосиликатами ($a = 13,6$) при содержании нормативных щелочных полевых шпатов 51%. В то же время велика роль нормативного анортита (18,4% при $c = 4,7$). Монцониты характеризуются низкой величиной коэффициента агпаитности (0,6). В других позднемезозойских щелочных

комплексах не обнаружены интрузивные и эффузивные породы, которые можно было бы сопоставить по химическому составу с монцонитами Цогт-Обинского массива.

Кварцсодержащие лейкомонциты отличаются от монцитов большим содержанием кремнезема и щелочей ($K_2O + Na_2O = 8,6\%$ при $K_2O/Na_2O = 1,12$) и меньшими концентрациями оснований, титана и фосфора. Это лейкократовые породы ($b = 8$), сильно пересыщенные кремнеземом ($Q = 13,5$) и содержащие $14,5\%$ нормативного кварца, что сближает их с кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами Улугейского комплекса. По сравнению с монцонитами лейкомонциты богаче щелочными алюмосиликатами ($a = 15,7$ при $61,4\%$ нормативного альбита и ортоклаза) и значительно беднее нормативным анортитом ($7,5\%$ при $c = 2,6$). Коэффициент агаитности равен $0,75$. Породы, подобные лейкомонцитам Цогт-Обинского массива, видимо, редки в других щелочных комплексах Южной Монголии. Ближе всего к ним стоят лейкомонциты Улугейского сиенитового массива. Но последние заметно богаче глиноземом, а также натрием и беднее железом и калием ($K_2O/Na_2O < 1$), в меньшей мере пересыщены кремнеземом (см. табл. 2).

В комплексе Дурбент-Дориту опробованы латиты из верхней части разреза щелочных эффузивов. По химическому составу и петрохимическим характеристикам они оказываются очень близки к латитам из толщи трахит-латитов комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 2).

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОХИМИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Таким образом, в строении позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии участвуют породы, широко варьирующие по химическому составу — от меланократовых, сильно недосыщенных кремнекислотой мелалейцититов — меланефелинитов до весьма лейкократовых, пересыщенных кремнекислотой кислых эффузивов и их интрузивных аналогов. Выделенные согласно петрографическим наблюдениям (по модальному составу) семейства щелочных пород достаточно четко различаются по химическому составу, характеризуются определенными уровнями содержаний петрогенных компонентов и петрохимическими параметрами. Породы, относящиеся к одному семейству, в целом близки по химизму с вариациями, отмеченными ранее.

Наиболее широкий диапазон составов щелочных пород отмечается в комплексе Мушугай-Худук, где встречены ультраосновные — основные, средние и кислые породы повышенной щелочности. Эти породы содержат $41\text{--}71\%$ SiO_2 , образуя петрохимический ряд с разрывом в области содержаний $45,0\text{--}50,0\%$ SiO_2 . При этом преобладают породы среднего состава ($53\text{--}64\%$ SiO_2) при резко подчиненной роли ультраосновных — основных и кислых пород. Это же характерно для других щелочных комплексов, в которых мелалейцититы — меланефелиниты и шонкиниты вообще не встречаются, а кислые породы проявлены локально или не обнаружены (Хэцу-Тэг, Хавтагай-Ула, Баян-Хушу).

Общей чертой химизма силикатных магматических пород является их повышенная щелочнометальность, обуславливающая значительную роль нормативных (и модальных) щелочных алюмосиликатов, прежде всего нормативных щелочных полевых шпатов, а в ряде случаев и нефелина (см. рис. 18). Небольшое количество нормативного нефелина довольно часто выявляется в средних породах, содержащих до 60% SiO_2 (в том числе и при отсутствии модального нефелина) (см. рис. 18). Кварцсодержащие щелочные сиениты и особенно кислые породы определяются повышенной величиной коэффициента агаитности, иногда > 1 (до $1,03$).

Устанавливается калиевая специфика щелочных пород Южной Монголии, определяемая преобладанием калия над натрием (87% случаев). Это преобладание большей частью умеренное; в 76% случаев отношение K_2O/Na_2O укладывается в диапазон значений $1,0\text{--}1,5$. Натриевую специфику главным образом обнаруживают мелалейцититы — меланефелиниты, некоторые разновидности латитов, монцитов, известково-щелочных трахитов и сиенитов.

Как уже отмечалось, наиболее значительные колебания химического состава щелочных пород отмечаются в комплексе Мушугай-Худук. Это позволило рассмотреть поведение петрогенных компонентов в широком диапазоне содержаний кремнезема и выявить определенные тенденции в изменении концентраций петрогенных компонентов в зависимости от кремнекислотности (см. рис. 20). В целом точки составов щелочных пород из других комплексов укладываются в выявленные для комплекса

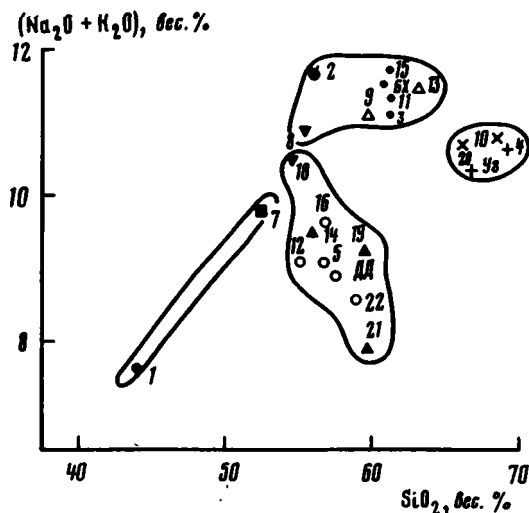


Рис. 27. Зависимость содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от кремнекислотности пород (средние составы) позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии

Номера на схеме — средние составы щелочных пород, см. табл. 4; принятые сокращения комплексов: БХ — Баян-Хушу, Уг — Улугейский, ДД — Дурбент-Дориту; остальные условные обозначения те же, что на рис. 18

Мушугай-Худук тенденции. Это иллюстрируется диаграммами, отражающими зависимость содержания нормативных минералов от содержания кремнезема в щелочных породах (см. рис. 18). При повышении кремнекислотности в последних уменьшается количество нор-

мативного нефелина, и при содержании $\text{SiO}_2 > 60\%$ он в породах не отмечается, сменяясь нормативным кварцем, который начинает фиксироваться в породах с концентрацией $\text{SiO}_2 > 55\%$, и количество его возрастает с увеличением кремнекислотности пород. В этом же направлении согласно изменениям содержаний оснований и фосфора закономерно понижается количество нормативных цветных силикатов и окислов, апатита и нормативного анортита. Суммарное количество нормативных щелочных полевых шпатов согласно изменениям содержаний глинозема и щелочей сначала увеличивается, а затем понижается с максимумом при $\sim 62\% \text{SiO}_2$.

Выявляются и определенные различия в химизме щелочных пород различных комплексов. С одной стороны, это обусловлено естественным различием в составе пород разных семейств (рис. 27). С другой стороны, в целом, как и в комплексе Мушугай-Худук, можно различать две большие группы щелочных пород, различающихся по особенностям эволюции их химического состава. К первой группе относятся ультраосновные — основные, средние и кислые, представленные эффузивами меланократовой щелочной, субщелочной трахит-лейкотрахитовой, трахириодацитовой толщ, и их интрузивные аналоги. Ко второй группе принадлежат средние породы — трахит-латиты (плагиоклазсодержащие эффузивы) и их интрузивные аналоги.

Породы первой группы, видимо, представляют собой последовательный ряд дифференциатов, характеризующийся накоплением кремнезема, обеднением титаном, основаниями, фосфором, фтором и экстремальным характером поведения глинозема и щелочей с максимумом в средних породах субщелочной трахит-лейкотрахитовой толщи (см. рис. 27, 28). В этом ряду дифференциатов повышение кремнекислотности в целом сопровождается возрастанием коэффициента агпаитности, вплоть до появления агпаитовых разностей среди кислых пород (рис. 29). В наиболее полном виде рассматриваемый ряд дифференциатов в эффузивной фации представлен мелалейцититами — меланефелинитами, фонолитами, субщелочными трахитами и лейкотрахитами, трахидацитами, трахириодацитами, а в интрузивной фации — шонкинит-порфирами, нефелиновыми сиенитами, щелочными и субщелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами.

Основываясь на данных о распространенности пород первой группы в глубоко дифференцированных комплексах, прежде всего в комплексе Мушугай-Худук, можно предположить, что состав магмы, давшей указанный ряд дифференциатов, по составу соответствовал субщелочному трахиту (сиениту) с содержанием (в вес. %): SiO_2 — 59,3, TiO_2 — 0,7, Al_2O_3 — 16,8, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 4,6, MgO — 1,3, CaO — 3,0, Na_2O — 5,1, K_2O — 5,8, P_2O_5 — 0,4, F — 0,4. К этому составу наиболее близок средний состав субщелочных и щелочных сиенитов комплекса Мушугай-Худук.

Породы второй группы в эффузивной фации представлены следующим рядом плагиоклазсодержащих дифференциатов: нефелинсодержащий трахит — трахит-латит. Их интрузивными аналогами в интрузивной фации соответственно являются нефелинсодержащие сиениты, сиениты, монзониты и лейкомонзониты. По химизму все эти образования заметно отличаются от средних пород первой группы и не укладываются в рассмотренный выше ряд щелочных дифференциатов (см. рис. 27, 28). На

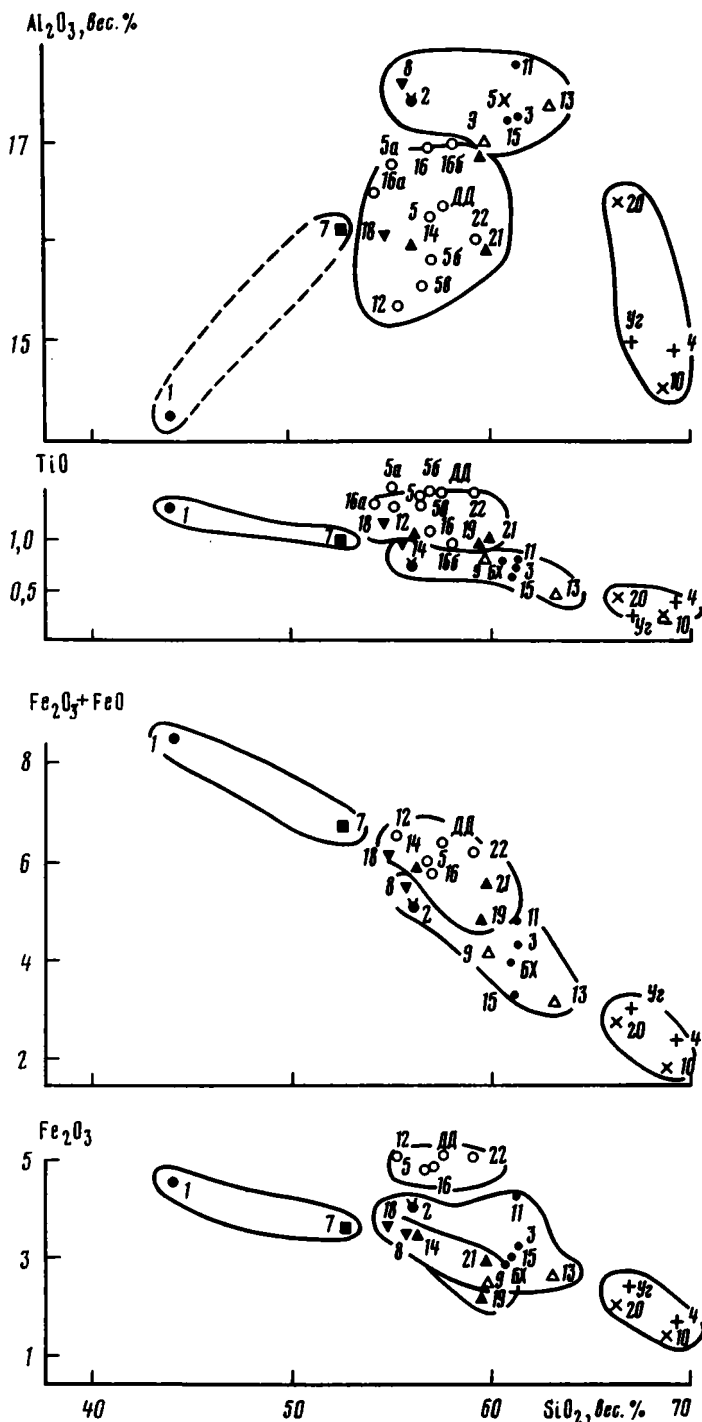


Рис. 28. Зависимость концентрации петрогенных компонентов от кремнекислотности щелочных пород (средние составы) позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии

Условные обозначения те же, что на рис. 18 и 27

диаграммах, отражающих зависимость содержаний петрогенных компонентов от кремнекислотности пород, они образуют обособленные поля, в частности располагающиеся на диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ниже области экстремума содержания глинозема и щелочей (см. рис. 27, 28). При этом повышение кремнекислотности пород второй группы (умеренной щелочности) не сопровождается достаточно четко выраженным увеличением коэффициента агапайности (см. рис. 29).

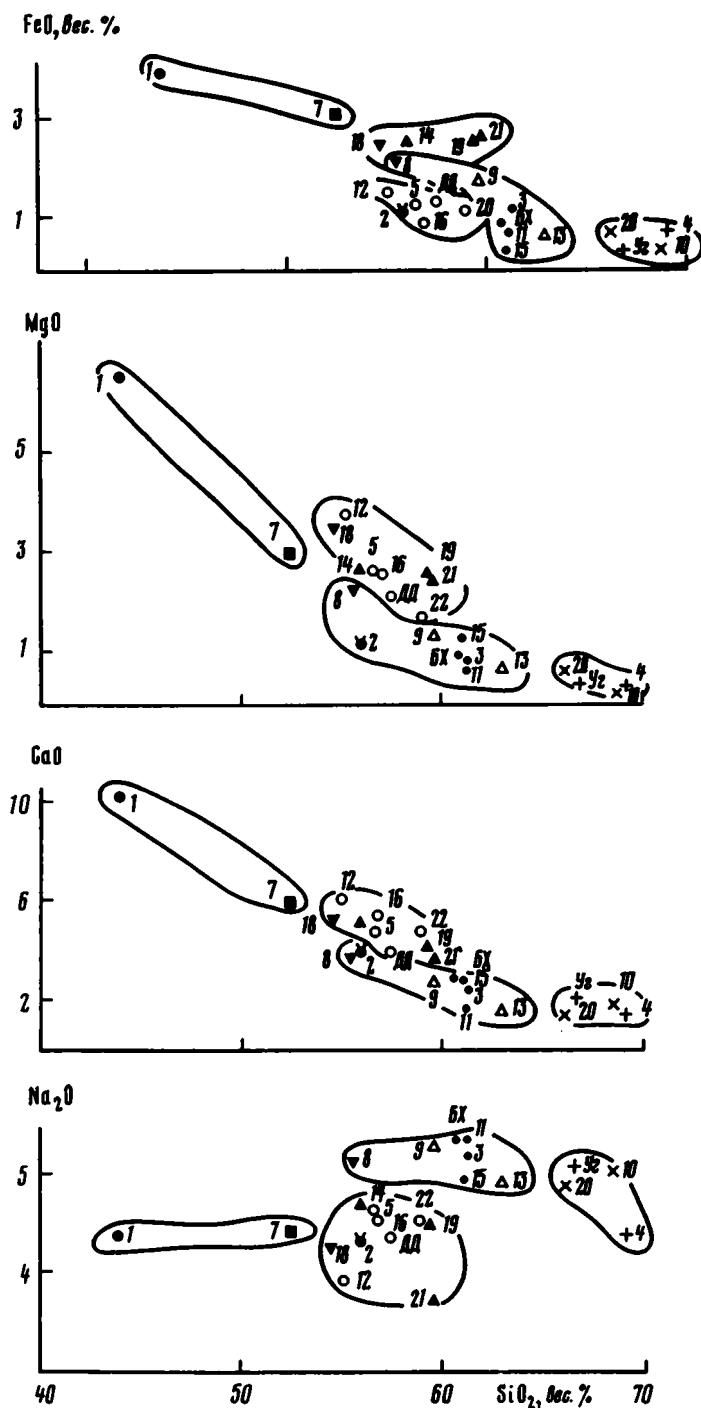


Рис. 28 (продолжение)

Основываясь на данных о распространенности пород второй группы в позднемезозойских комплексах Южной Монголии, их средний химический состав определяется как близкий к трахиту (сиениту), содержащему (в вес. %): SiO_2 — 57,1, TiO_2 — 1,0, Al_2O_3 — 16,2, $\text{Fe}_2\text{O} + \text{FeO}$ — 5,9, MgO — 2,4, CaO — 5, Na_2O — 4,4, K_2O — 5,0, P_2O_5 — 0,8, F — 0,64. Этот состав отличается от среднего состава пород первой группы (повышенной щелочности), с одной стороны, меньшим содержанием кремнезема, глинозема, щелочей, с другой — повышенным количеством оснований, титана, фосфора, фтора.

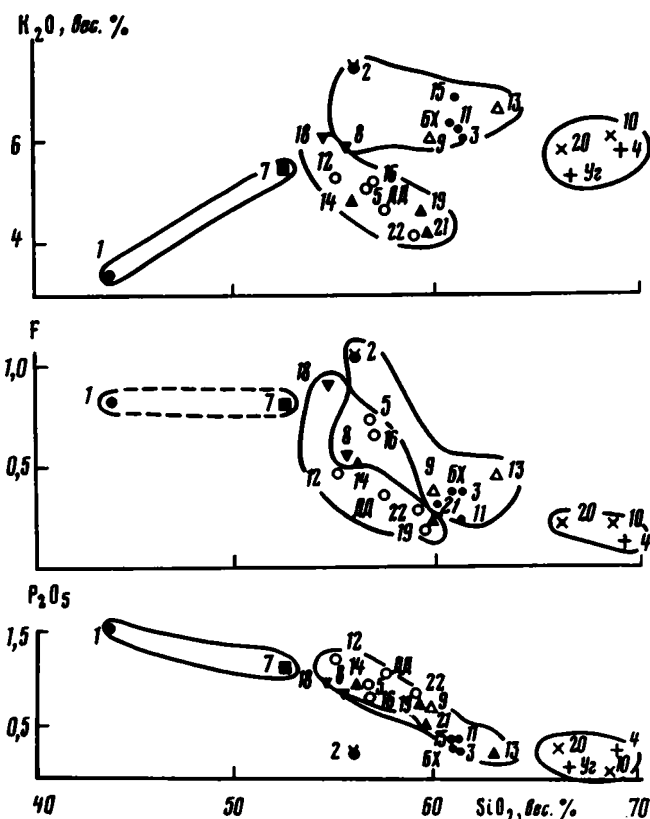


Рис. 28 (окончание)

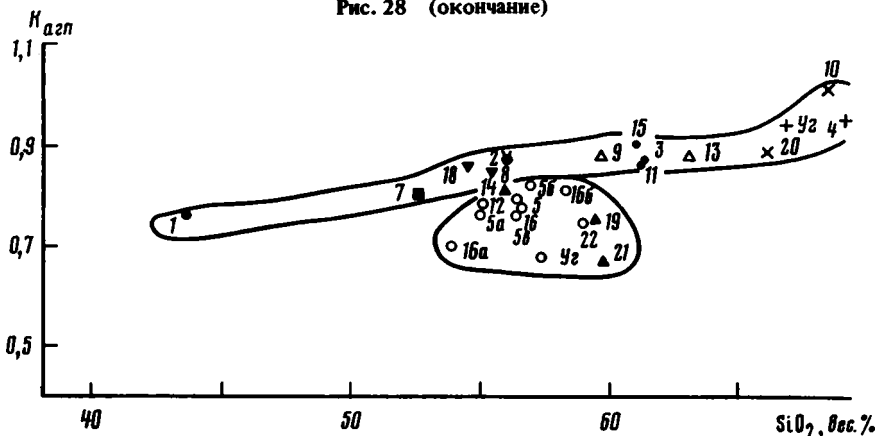


Рис. 29. Зависимость величины коэффициента агаитности (K_{agr}) от кремнекислотности щелочных пород (средние составы) позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии

Условные обозначения те же, что на рис. 18 и 27

В заключение этого раздела на основе обобщенного разреза (см. рис. 15) рассмотрим общую петрохимическую эволюцию позднемезозойского магматизма и сопоставим его с щелочным магматизмом других регионов. Эволюция химического состава магматических пород оказывается сложной и в целом не имеет гомодромного характера. В то же время подобный характер петрохимической эволюции, но с разрывом в области основных составов выявляется в случае пород повышенной щелочности ($MZ_2 tr_{1-3}$). В ходе этой эволюции сформировался вулканоплутонический комплекс, в составе которого, кроме вулканитов (меланефелинитов — мелалейцититов, субщелочных трахитов, фонолитов, трахириодацитов), имеются плутонические шонкинит-порфиры, сиениты, а также рудоносные апатитовые и карбонатитовые породы. Последние ассо-

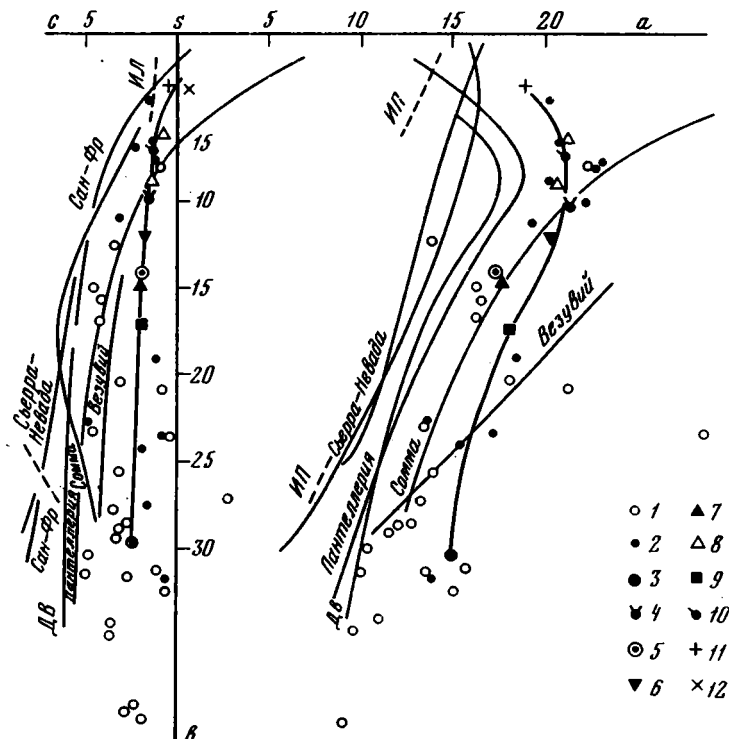


Рис. 30. Сопоставление вариационной петрохимической кривой по А.Н. Заварицкому для магматических пород комплекса Мушугай-Худук с вариационными кривыми других щелочных серий

1 – составы пород комплекса Буфумбира (Восточно-Африканский рифт); 2 – составы пород горы Хайвуд, Монтана, США; 3–12 – средние составы позднепалеозойских щелочных пород Южной Монголии: 3 – меланефелиниты – мелалейцититы, 4 – фонолиты, 5 – плагиоклазовые трахиты и латиты, 6 – нефелиновые сиениты, 7 – плагиоклазовые сиениты и монзониты, 8 – субщелочные и щелочные сиениты, 9 – шонкинит-порфиры, 10 – субщелочные трахиты, 11 – трахидациты, трахириодациты, 12 – кварцевые сиениты и сиенит-порфиры; ИП – Йеллоустонский парк; Сан-Фр – штат Сан-Франциско (США); ДВ – Дальний Восток

цируют с вулканическими аппаратами так же, как и богатые калием агломераты и брекчии. После образования трахириодацитов наступил перерыв в образовании магматических пород.

Следующий этап позднемезозойского магматизма значительно более основной, чем поздние продукты магматизма предыдущего этапа. Образующиеся породы беднее кремнеземом и щелочами, они соответствуют толще трахит-латитов (включающей нефелинсодержащие трахиты). Эволюция в пределах этой толщи ($MZ_2 tr_4$) окончательно не выявлена, но в некоторых комплексах вариации химического состава пород таковы, что по корреляционным связям с кремнеземом ряд петрогенных компонентов и петрохимических характеристик ведет себя прямо противоположно их соответствующему изменению в толщах $MZ_2 tr_{1-3}$.

После формирования толщи трахит-латитов, видимо, произошел существенный перерыв в позднемезозойской магматической деятельности с интенсивным размывом всех образовавшихся ранее пород. Новый этап магматизма ознаменовался формированием субщелочных базальтов ($MZ_2 b$) и последующих трахилипаритов и онгонитов ($MZ_2 l$). Таким образом, общая петрохимическая последовательность образования позднемезозойских магматических пород в изучавшемся регионе следующая: меланократовые щелочные породы – фонолиты – субщелочные лейкотрахиты и трахиты (сиениты, шонкинит-порфиры) – трахидациты и трахириодациты – известково-щелочные трахиты и латиты – субщелочные базальты – трахилипариты и онгониты. В 1980 г. авторами совместно с В.Г. Ивановым, Д.И. Фрих-Харом и В.В. Ярмолюком в западной части рифтогенной структуры, в районе хр. Арц-Богд, были выявлены субщелочные базальты, очевидно, позднедзунбаинского возраста (K_1), образовавшиеся позже нижнемеловых трахилипаритов и онгонитов, в следующий этап поздне-мезозойской магматической деятельности.

Трахитовая часть разреза позднемезозойских вулканитов по составу ассоциирующихся пород весьма специфична. Она заметно отличается от ассоциаций многих других щелочных пород (рис. 30). Так, например, используя данные А.Н. Заварицкого по различным щелочным породам [17], можно отметить, что позднемезозойские щелочные породы МНР отличаются от вулканитов вулканов Уюнь-Холдонги (Маньчжурия) наличием более лейкократовых и щелочных составов. Еще менее щелочными оказываются лавы Дальнего Востока, отличающиеся большими значениями характеристики s и меньшими — a . Калиевые щелочные вулканиты Соммы и Везувия богаче полевошпатовой известью, а наиболее лейкократовые составы — и щелочными алюмосиликатами. Вулканиты Йеллоустонского парка, Сьерра-Невады (с латитами) и Сан-Франциско также богаче полевошпатовой известью и беднее щелочными алюмосиликатами. Щелочные магматические породы о-ва Пантеллерия беднее щелочными алюмосиликатами и имеют более высокое значение характеристики s в случае меланократовых пород. В то же время в ассоциации позднемезозойских вулканитов Монголии имеется "пантеллеритовый изгиб" в лейкократовой области составов, который обусловлен появлением как кварца, так и апатитовых компонентов в соответствующих породах. Ближе всего рассматриваемые нами составы пород отвечают щелочным породам горы Хайвуд в штате Монтана (США) и области Буфумбира (Западный рифт Африки) (см. рис. 30). Африканские вулканиты часто содержат и более меланократовые составы, нежели породы Монголии. Если учесть, что в магматических комплексах Западного рифта Африки имеются карбонатиты и апатитовые породы, то указанное петрохимическое сходство будет еще более полным.

Конечная трахибазальт-трахитипаритовая (с онгонитами) позднемезозойская ассоциация Монголии ближе всего к контрастной магматической ассоциации кайнозоя запада Северо-Американского континента [65].

ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Распределение редких элементов в породах позднемезозойских комплексов Южной Монголии изучалось по данным большого числа анализов проб на многие редкие элементы (табл. 5–12). Средние содержания этих элементов в щелочных и рудоносных породах представлены в табл. 5. Ниже приводится геохимическая характеристика пород отдельных комплексов.

Комплекс Мушугай-Худук

Л и т и й, р у б и д и й, ц е з и й. Меланократовые щелочные эффузивы по сравнению с другими щелочными эффузивами рассматриваемого комплекса в целом наиболее обогащены литием и цезием, но относительно бедны рубидием (см. табл. 5, 6). При этом нефелиновые мелалейцититы, содержащие до 128 г/т Li, до 144 г/т Rb (в среднем 121 г/т), до 24 г/т Cs, заметно богаче редкими щелочными элементами, чем меланефелиниты, содержащие не более 79 г/т Li, 96 г/т Rb (в среднем 89 г/т) и 12 г/т Cs. Уменьшение концентраций этих элементов в ряду меланефелиниты — мелалейцититы сопряжено с уменьшением в породах содержания калия и с увеличением содержания натрия и кремнезема. Среди интрузивных пород по содержанию редких щелочных элементов с меланефелинитами сопоставимы шонкинит-порфиры (см. табл. 5, 6). Однако последние значительно богаче калием и характеризуются большей величиной калий-рубидиевого отношения.

Фонолиты, залегающие в основании толщи субщелочных трахитов и лейкотрахитов, по количеству рубидия и цезия близки к среднему составу меланократовых щелочных эффузивов, но в меньшей мере концентрируют литий (см. табл. 5). Кроме того, фонолиты, обогащенные калием, определяются очень высокой величиной калий-рубидиевого отношения, в среднем равного 634. По содержанию рубидия с фонолитами сопоставимы нефелиновые снениты, но последние беднее литием (см. табл. 5, 6) и в этом отношении сопоставимы с субщелочными трахитами и лейкотрахитами. Эти эффузивы толщи $MZ_2 tr_2$ по сравнению с меланефелинит-мелалейцититами и фонолитами богаче рубидием (в среднем 143 г/т), но обеднены литием и цезием. По кон-

Т а б л и ц а 5. Средние содержания ряда редких элементов (в г/т) в породах позднемезозойских щелочных комплексов

Комплекс, порода	Li	Rb	Cs
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
Нефелиновые мелалейцититы – меланефелиниты	65 (22) *	100 (21)	12 (20)
Фонолиты	49 (4)	109 (4)	10 (4)
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	29 (41)	143 (41)	5 (41)
Трахидацил-трахириодациты	18 (3)	236 (3)	3 (3)
Трахит-латиты	18 (12)	100 (12)	< 1 (12)
Меланефелинитовые пирокласты	38 (12)	136 (12)	6 (12)
Трахитовые пирокласты	27 (11)	159 (11)	5 (11)
Эруптивные брекчи из минерализованных зон	22 (31)	188 (31)	Сл. (31)
Карбонатно-силикатные пирокласты	10 (17)	37 (17)	Сл. (17)
Шонкинит-порфиры	40 (4)	87 (5)	10 (3)
Мезолитовые щелочные сиениты	27 (7)	75 (7)	6 (7)
Нефелиновые сиениты	26 (3)	112 (3)	—
Щелочные и субщелочные сиениты	44 (15)	139 (15)	15 (12)
Кварцевые сиенит-порфиры	20 (2)	230 (2)	Не обн.
Магнетит-апатитовые породы (жильные)	19 (12)	15 (12)	20 (12)
Апатитовые породы (тело Апатитовое)	6 (20)	Не обн.	Сл.
Магнетитовые породы (то же)	8 (3)	5 (3)	—
Кварц-карбонатно-апатитовые породы	28 (10)	44 (5)	< 1 (10)
Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы	56 (23)	Не обн.	< 1 (23)
Карбонатиты	14 (41)	17 (41)	2 (41)
Флюоритовые породы	16 (14)	2 (14)	6 (14)
Кварцевые породы	8 (9)	5 (9)	8 (9)
<i>Комплекс Хэцун-Тэг</i>			
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	33 (5)	140 (5)	6 (5)
Нефелинсодержащие трахиты	31 (5)	110 (5)	1 (5)
Трахитовые пирокласты	30 (9)	127 (9)	Не обн.
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>			
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	23 (2)	128 (2)	Сл. (2)
Трахидацил-трахириодациты	14 **	228	"
Субщелочные лейкосиениты	32 (2)	147 (2)	—
Щелочные сиениты	30 (13)	125 (13)	5 (13)
Магнетитовые породы	51 (3)	34 (3)	Сл.
Карбонатиты	Не обн.	Не обн.	5 (4)
Флюорит-барит-целестиновые породы	35 (4)	"	Не обн.
Кварцевые породы	20 (12)	"	"
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>			
Трахит-латиты	26 (3)	109 (3)	—
<i>Цогт-Обинский массив</i>			
Монцониты и лейкомагонциты	28 (6)	169 (6)	Не обн.
Карбонатиты	20 (4)	16 (4)	"
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>			
Трахит-латиты	21 (9)	82 (9)	"
<i>Улугейский комплекс</i>			
Субщелочные трахиты	11 **	137	Сл.
Трахит-латиты	18 (46)	73 (55)	< 1 (55)
Трахитовые пирокласты	18 (13)	83 (13)	Не обн.
Нефелиновые сиениты	22 (4)	90 (4)	"
Сиениты	17 (7)	72 (7)	"
Монцониты	15 (4)	96 (4)	"
Кварцевые сиенит-порфиры	17 (8)	97 (8)	"
Кварцевые сиениты	20 (6)	123 (6)	"
Эруптивные брекчи из минерализованных зон	10 (3)	65 (3)	"
Магнетит-апатитовые породы	14 (5)	9 (5)	6 (5)
Кварц-карбонатно-апатитовые породы	8 (3)	Не обн.	11 (3)
Карбонатиты	9 (19)	"	Не обн.

*В скобках — число проб в усреднении.

**Средняя проба.

Sr	Ba	Nb	Ta	Zr
9000 (39)	8200 (37)	25 (20)	1,3 (20)	489 (20)
4700 (8)	2920 (8)	70 (4)	0,7 (4)	470 (4)
3250 (47)	2970 (41)	24 (39)	1,1 (39)	619 (39)
580 (3)	567 (3)	46 (3)	1,4 (3)	961 (3)
3360 (59)	4440 (57)	17 (30)	1,2 (22)	692 (30)
10800 (23)	6200 (23)	22 (12)	1,0 (12)	330 (12)
1440 (13)	8860 (11)	30 (13)	1,0 (13)	815 (13)
3240 (63)	7740 (63)	16 (31)	0,9 (21)	320 (31)
2700 (5)	2000 (5)	17 (7)	1,0 (7)	428 (7)
6140 (8)	5640 (8)	20 (3)	0,9 (3)	690 (3)
6200 (7)	8700 (7)	19 (7)	0,8 (7)	479 (7)
4630 (3)	3500 (3)	20 (2)	1,3 (2)	587 (2)
3230 (15)	2900 (12)	36 (6)	1,1 (6)	695 (4)
280 (2)	260 (2)	38 (4)	1,1 (4)	587 (4)
16300 (15)	13600 (13)	2 (12)	0,9 (12)	18 (12)
20200 (20)	22600 (20)	3 (20)	0,7 (20)	94 (20)
770 (3)	2500 (3)	24 (3)	—	90 (3)
55000 (9)	29000 (9)	4 (10)	2,2 (10)	36 (10)
142000 (20)	15000 (20)	12 (26)	—	14 (26)
3240 (45)	23200 (45)	4 (58)	0,2 (58)	218 (58)
7390 (17)	27700 (17)	20 (14)	0,5 (14)	404 (14)
3090 (15)	42580 (15)	2 (9)	—	91 (9)
2770 (11)	2980 (11)	23 (4)	1,0 (4)	610 (4)
3960 (5)	4980 (5)	16 (4)	1,1 (4)	590 (4)
2580 (9)	3610 (9)	—	—	—
2100 (3)	2030 (3)	22 (3)	0,7 (2)	709 (3)
700	—	36	1,3	972
1750 (2)	2100 (2)	—	—	—
5580 (13)	5190 (13)	23 (13)	1,4 (13)	547 (13)
4700 (3)	3400 (3)	8 (3)	1,3 (3)	96 (3)
14900 (4)	22200 (4)	—	—	—
147000 (4)	106000 (4)	—	—	—
21300 (7)	122300 (7)	—	—	—
2500 (3)	4470 (3)	19 (3)	1,0 (3)	393 (3)
1020 (5)	1060 (5)	10 (4)	0,7 (4)	360 (4)
1000 (5)	810 (5)	3 (5)	—	90 (5)
1900 (8)	2000 (8)	15 (9)	1,1 (4)	456 (9)
2300	2100	18	0,8	620
4650 (54)	3560 (54)	8 (35)	1,3 (6)	279 (35)
1950 (13)	1850 (13)	12 (9)	1,1 (9)	357 (9)
6600 (4)	5400 (4)	12 (4)	1,2 (4)	550 (4)
5400 (7)	4200 (7)	11 (7)	0,8 (7)	440 (7)
5200 (4)	4150 (4)	11 (4)	—	370 (4)
2200 (6)	1800 (6)	15 (8)	1,2 (8)	600 (8)
1400 (6)	1300 (6)	15 (6)	1,0 (6)	450 (6)
2570 (3)	2500 (3)	8 (3)	—	230 (3)
1900 (2)	1260 (2)	6 (2)	—	322 (2)
7000 (3)	5000 (3)	—	—	—
15500 (23)	2700 (23)	2 (19)	—	30 (19)

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Комплекс, порода	Hf	Co	Ni
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
Нефелиновые мелалейцититы – меланефелиниты	7,4 (20)	31 (7)	84 (7)
Фонолиты	6,0 (4)	–	–
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	9,8 (39)	6,1 (41)	7,3 (41)
Трахидацил-трахириодациты	14,6 (3)	0,6 (3)	6,0 (3)
Трахит-латиты	9,0 (30)	14 (8)	62 (8)
Меланефелинитовые пирокласты	6,5 (12)	–	–
Трахитовые пирокласты	11,5 (13)	4,5 (11)	4,6 (11)
Эруптивные брекчи из минерализованных зон	3,9 (31)	8,2 (32)	36 (32)
Карбонатно-силикатные пирокласты	6,3 (7)	2,7 (5)	6,0 (5)
Шонкинит-порфиры	9,0 (3)	18 (3)	26 (3)
Мезолитовые щелочные сиениты	5,4 (7)	17 (7)	21 (7)
Нефелиновые сиениты	8,8 (2)	–	–
Щелочные и субщелочные сиениты	9,3 (4)	10,3 (9)	12,3 (9)
Кварцевые сиенит-порфиры	13,0 (4)	< 1 (4)	3,5 (4)
Магнетит-апатитовые породы (жильные)	3,3 (12)	74,7 (12)	72,0 (12)
Апатитовые породы (тело Апатитовое)	4,0 (20)	98,2 (20)	83,4 (20)
Магнетитовые породы (то же)	2,0 (3)	70 (3)	220 (3)
Кварц-карбонатно-апатитовые породы	1,8 (10)	45,5 (10)	38,5 (10)
Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы	–	8,8 (26)	–
Карбонаты	2,9 (58)	3,0 (54)	3,6 (43)
Флюоритовые породы	4,4 (14)	31 (14)	5,7 (10)
Кварцевые породы	1,5 (9)	7,5 (6)	8,6 (9)
<i>Комплекс Хэцун-Тэг</i>			
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	7,0 (4)	12,7 (5)	5,9 (5)
Нефелиносодержащие трахиты	8,8 (4)	41,4 (5)	69,8 (5)
Трахитовые пирокласты	–	22,5 (7)	28,5 (8)
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>			
Субщелочные трахит-лейкотрахиты	8,8 (3)	4,3 (2)	4,1 (2)
Трахидацил-трахириодациты	12,8	Сл.	2,0
Субщелочные лейкосиениты	–	–	–
Щелочные сиениты	9,0 (13)	26,8 (13)	37 (13)
Магнетитовые породы	2,7 (3)	37 (3)	210 (3)
Карбонаты	–	8,3 (4)	3,2 (4)
Флюорит-барит-целестиновые породы	–	4,8 (4)	Сл. (4)
Кварцевые породы	–	9,8 (12)	1,3 (12)
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>			
Трахит-латиты	7,6 (3)	–	–
<i>Цогт-Обинский массив</i>			
Монзониты и лайкомонзониты	6,2 (4)	16 (4)	20 (4)
Карбонаты	2,1 (5)	40 (5)	40 (5)
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>			
Трахит-латиты	8,7 (9)	21,2 (8)	26,2 (8)
<i>Улугейский комплекс</i>			
Субщелочные трахиты	8,2	11	9,3
Трахит-латиты	6,1 (35)	38,5 (54)	57,2 (54)
Трахитовые пирокласты	6,2 (9)	37,3 (6)	9,5 (11)
Нефелиновые сиениты	8,5 (4)	39 (4)	52 (4)
Сиениты	6,0 (7)	27 (7)	43 (7)
Монзониты	4,7 (4)	16 (4)	30 (4)
Кварцевые сиенит-порфиры	9,8 (8)	8,8 (8)	8,0 (8)
Кварцевые сиениты	7,0 (6)	9,0 (6)	11 (6)
Эруптивные брекчи из минерализованных зон	5,0 (3)	8,4 (3)	2,5 (3)
Магнетит-апатитовые породы	5,0 (2)	34,5 (2)	85 (2)
Кварц-карбонатно-апатитовые породы	–	20 (3)	20/3
Карбонаты	1,9 (19)	13,4 (19)	15,4 (19)

Cr	V	Cu	Pb	Zn	Sn
132 (7)	126 (7)	—	250 (7)	200 (7)	2,6 (7)
—	—	—	—	—	—
9,0 (41)	46 (41)	—	71 (41)	70 (41)	3,3 (41)
8,5 (3)	15 (3)	6,8 (3)	71 (2)	60 (2)	3,4 (2)
63 (8)	62 (8)	—	36 (14)	52 (14)	3,4 (14)
—	—	—	—	—	—
8,6 (11)	43 (11)	—	151 (11)	50 (11)	4,0 (11)
54 (32)	127 (32)	—	307 (31)	137 (31)	4,1 (31)
4,0 (5)	35 (5)	—	67,5 (5)	56 (5)	3,2 (5)
16 (3)	78 (3)	38 (3)	143 (3)	135 (3)	3,7 (3)
16 (7)	66 (7)	—	80 (7)	80 (7)	3,6 (7)
—	—	—	—	—	—
16,2 (9)	66 (9)	—	82 (9)	73 (9)	2,9 (9)
4,4 (4)	13 (4)	—	100 (4)	102 (4)	4,6 (4)
86,7 (12)	280 (12)	102 (12)	680 (16)	287 (16)	13,8 (12)
—	166 (20)	108 (20)	106 (20)	142 (20)	4,0 (20)
—	570 (3)	150 (3)	39 (3)	1280 (3)	28 (3)
57 (5)	215 (10)	49 (10)	497 (10)	204 (10)	10,5 (10)
30,8 (13)	171 (26)	28 (26)	417 (27)	102 (29)	7,5 (27)
5,8 (54)	68 (54)	9,8 (39)	429 (56)	105 (59)	4,5 (56)
—	123 (14)	33 (14)	1655 (18)	150 (18)	4,1 (14)
5,0 (3)	77 (9)	13,2 (9)	295 (10)	161 (9)	3,2 (9)
10,1 (5)	58 (5)	6,1 (5)	104 (5)	86 (5)	3,7 (5)
67,4 (5)	87 (5)	42 (5)	125 (3)	220 (3)	3,2 (3)
23,2 (7)	106 (8)	19,8 (8)	141 (10)	254 (10)	2,7 (10)
9,0 (2)	38 (2)	—	138 (2)	76 (2)	5,0 (2)
Сп.	21	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
36,6 (13)	74 (13)	—	66 (13)	95 (13)	3,9 (13)
380 (3)	1200 (3)	—	80 (3)	380 (3)	30 (3)
Сп. (4)	72 (4)	6,6 (4)	297 (3)	52 (2)	4,0 (2)
" (4)	25 (4)	35,0 (4)	760 (4)	64 (4)	3,6 (4)
" (12)	25 (12)	51,5 (12)	702 (13)	100 (12)	3,3 (13)
—	—	—	48 (3)	65 (3)	4,5 (3)
50 (4)	87 (4)	35 (4)	43 (5)	127 (5)	4,3 (5)
36 (5)	100 (5)	90 (5)	59 (5)	—	3,8 (5)
66,8 (8)	89 (8)	43 (8)	40 (8)	202 (8)	3,9 (8)
11,5	42	9,8	—	—	—
109,4 (54)	151 (54)	49 (54)	41 (33)	119 (33)	3,1 (33)
20 (11)	46 (11)	12,6 (11)	30 (11)	76 (11)	3,2 (11)
72 (4)	160 (4)	55 (4)	—	—	—
59 (7)	140 (7)	53 (7)	—	—	—
37 (4)	95 (4)	49 (3)	—	—	—
13,8 (8)	57 (8)	10,8 (8)	63 (3)	77 (3)	3,3 (3)
15 (6)	54 (6)	34,0 (6)	46 (2)	57 (2)	2,4 (2)
5,0 (3)	63 (3)	12 (3)	34 (4)	90 (4)	2,7 (3)
—	2050 (2)	440 (2)	129 (2)	1845 (2)	10,6 (2)
6,0 (3)	210 (3)	160 (3)	130 (3)	98 (3)	—
4,2 (20)	131 (20)	62,4 (20)	69 (21)	65 (19)	3,5 (19)

Таблица 6

Содержание калия, натрия, (в вес. %), лития, рубидия и цезия
(в г/т) в породах щелочных комплексов

Номер пробы	Комплекс, порода	K	Na	Li	Rb	Cs
1	2	3	4	5	6	7
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>						
1897	Нефелиновые мелалейцититы – меланефелиниты	2,70	3,56	45	72	10
1948	То же	2,16	3,54	79	89	–
819 (7) *	"	2,51	3,66	55	84	12
1109 (4)	"	2,79	3,26	47	96	8
1978	"	3,40	3,50	60	84	7
1111 (3)	"	3,24	3,29	66	98	9
1980	"	3,14	2,40	128	144	24
1115 (6)	"	3,38	3,07	100	123	18
1960/28	Шлаки фонолита (основание разреза субщелочных трахитов)	7,02	2,76	57	95	8
1116 (4)	То же	6,91	2,89	49	109	10
1870	Субщелочные трахиты и лейко- трахиты	4,60	3,44	20	140	6
823 (3)	То же	4,50	3,24	29	152	5
824 (3)	"	4,24	3,26	32	110	4
1878	"	5,08	4,00	12	134	8
821 (6)	"	4,92	4,20	19	149	7
833 (2)	"	5,17	3,90	29	160	9
842 (4)	"	5,42	3,89	35	167	7
850 (3)	"	4,88	4,20	26	152	4
1874	"	4,63	3,78	31	118	8
851 (4)	"	4,51	4,02	29	114	6
857 (2)	"	5,50	4,12	20	169	5
848 (4)	"	4,42	3,98	33	126	Не обн.
1984	"	5,08	4,06	25	120	Сл.
1117 (2)	"	5,36	4,21	21	142	"
830 (4)	"	4,73	3,93	41	120	6
1121 (3)	"	5,05	3,96	33	138	6
4148/1	"	5,66	4,34	22	180	Не обн.
1914	Трахидацииты и трахириодациты	4,69	3,20	20	224	3
1915	То же	4,71	3,73	18	238	Сл.
1916	"	4,59	3,56	15	247	Не обн.
852	Стекла трахириодацита	–	–	176	428	20
1917	Трахит-латиты	4,16	3,20	12	134	6
1981	"	3,86	3,28	14	62	Сл.
1982	"	3,58	3,00	13	75	"
1983	"	4,81	3,46	13	100	Не обн.
1957/13	"	3,90	3,30	17	104	Сл.
1957/16	"	4,10	3,52	10	101	"
4148/2	"	4,27	3,48	25	106	–
4148/3	"	4,59	3,24	20	110	–
4148/4	"	4,27	2,98	22	86	–
4148/6	"	4,22	3,20	25	110	–
4148/7	"	4,22	3,28	22	106	–
4148/8	"	4,12	3,38	20	101	–
1880/10	Меланефелинитовые пирокласты	5,18	0,67	6	185	4
1108/12	То же	4,26	3,50	38	136	6
1888/2	Трахитовые пирокласты	8,16	1,66	Не обн.	304	6
854 (3)	То же	7,08	1,86	42	204	6
829 (8)	"	5,60	3,45	22	142	5
849 (2)	Обломки трахитов в агломератах	6,27	0,37	21	158	Сл.
687/74**	Шонкинит-порфиры	4,83	3,07	35	74	–
1084/75**	"	3,72	3,59	–	80	–
1114 (3)	"	4,58	3,30	42	93	10
1884	Шонкинит-сиениты	4,60	3,00	12	72	4

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>						
835 (7)	Шонкинит-сиениты	4,81	3,46	27	75	6
675/74**	Нефелиновые сиениты	5,20	3,61	23	110	—
1979	То же	4,63	4,10	34	109	9
1882	"	4,72	3,60	20	116	18
1895	Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты	4,87	3,84	41	137	4
827 (2)	То же	4,75	3,87	50	126	6
828 (3)	"	5,03	3,14	61	132	23
1796 (10)	"	4,35	3,69	32	176	10
1919	"	5,08	3,32	12	164	Сл.
826 (4)	"	4,67	3,54	56	129	22
1881	"	4,63	4,04	32	138	Не обн.
1889	"	4,86	3,96	18	158	Сл.
1918	"	5,32	4,14	24	149	8
9**	"	4,75	3,93	33	128	—
10**	"	5,42	3,78	19	128	—
678/74**	"	5,38	3,62	33	165	—
1880	Кварцевые сиенит-порфиры	5,00	3,73	25	208	Сл.
858 (2)	То же	4,82	3,66	20	230	Не обн.
(31)***	Эруптивные брекчии из минерализованных зон	4,36	0,38	22	188	Сл.
(17)***	Карбонатно-силикатные пирокласты	1,62	0,91	10	37	"
1795/5	Магнетит-апатитовые породы (жильные)	0,27	0,23	144	30	17
1901	То же	0,07	0,17	16	Не обн.	11
1903	"	0,26	0,16	16	13	21
1886	"	0,31	0,23	32	23	46
1896	"	0,42	0,32	48	20	37
880 (4)	"	0,09	0,16	9	Сл.	—
836а (8)	"	0,21	0,15	24	22	30
1902	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	0,21	0,08	26	7	31
836 (5)	То же	0,15	0,14	16	—	Сл.
881 (5)	"	0,94	0,11	40	44	8
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	0,02	0,28	24	Не обн.	9
885 (11)	То же	0,06	0,20	8	"	Сл.
886 (9)	"	0,04	0,32	4	"	"
(21)	"	0,04	0,28	6	—	"
888 (3)	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	0,12	0,07	8	5	—
887 (5)	Измененные апатитовые породы (тело Апатитовое)	0,10	0,26	5	4	Сл.
1898	Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы	0,03	0,39	54	Не обн.	9
1899	То же	0,02	0,26	46	"	15
1900	"	0,03	0,22	150	"	16
875 (10)	"	0,07	0,20	48	Не обн.	11
876 (13)	"	0,03	0,28	62	"	Сл.
1876	Карбонаты	0,01	0,04	260	"	Не обн.
1877	"	0,13	0,10	10	"	"
1910	"	Не обн.	0,02	Сл.	"	Сл.
832 (2)	"	0,21	0,16	11	"	"
1128 (5)	"	0,14	0,36	5	"	Не обн.
1129 (9)	"	1,12	0,35	12	47	8
1130 (6)	"	0,16	0,19	Сл.	Не обн.	Сл.
1131 (5)	"	0,12	0,08	4	"	"
1132 (2)	"	0,33	0,14	7	5	"
1133 (8)	"	0,15	0,06	16	Не обн.	"
1134 (2)	"	0,09	0,18	7	138	7
877 (4)	Флюоритовые породы	0,54	0,07	15	21	Сл.

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>						
1139 (3)	Флюоритовые породы	0,07	0,02	17	Не обн.	6
1140 (7)	То же	0,10	0,27	17	"	9
1136 (3)	Кварцевые породы	0,04	0,08	Сл.	"	6
1137 (3)	То же	0,35	0,09	9	14	12
1138 (3)	"	0,06	0,05	16	Не обн.	5
<i>Комплекс Хэцу-Тэе</i>						
4073/1	Субщелочные трахиты и лейко- трахиты (нижний покров)	4,86	4,14	22	119	Не обн.
4073/2	То же	4,92	4,07	30	146	"
4041	"	4,89	4,07	26	137	7
4074/1	"	5,43	3,56	28	139	1
4045	"	4,61	3,80	60	158	9
4074 (2)	Трахитовые пирокласты (нижний покров)	4,32	2,76	28	92	Не обн.
4074/3	То же	6,95	1,07	46	162	"
4074/5	"	5,58	3,32	46	196	"
4074/6	"	5,64	3,30	41	186	"
4046	Нефелинсодержащие трахиты (нижний покров)	4,00	3,21	22	105	5
4075/12	То же	4,11	2,75	20	92	Не обн.
4044	Нефелинсодержащие трахиты (верхний покров)	4,46	2,67	30	113	7
4075/10	То же	4,62	2,72	51	119	Не обн.
4075/11	"	4,48	2,71	36	136	"
1319 (3)	"	—	—	38	118	"
4075/6	Трахитовые пирокласты (осно- вание верхнего покрова)	3,85	2,48	Не обн.	92	"
4075/7	То же	3,91	2,45	27	120	"
4075/8	"	3,82	2,22	26	108	"
4075/9	"	3,63	2,72	34	92	—
4139/1	"	3,55	2,58	21	94	—
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>						
4145/1	Латиты	3,94	2,90	31	100	—
4145/2	То же	3,97	3,28	24	110	—
4132	"	4,00	3,28	24	116	—
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>						
847 (2)	Субщелочные лейкотрахиты	4,97	3,20	23	128	Сл.
1936/16	То же	5,20	3,93	30	126	3
24**	Щелочные и субщелочные лей- косиениты	5,69	3,61	—	147	—
25**	То же	5,30	3,63	32	147	—
1947	Трахиродацит	5,12	3,54	14	228	Сл.
844 (8)	Нефелинсодержащие сиениты	4,00	3,31	31	118	"
845 (5)	То же	5,12	3,60	29	137	13
846 (3)	Биотит-магнетитовые породы	1,06	0,33	51	34	Сл.
1173	Карбонатит	0,08	0,09	Не обн.	Не обн.	5
1170 (4)	Флюорит-барит-целестиновые породы	0,06	0,06	35	"	Не обн.
1171 (6)	Кварцевые породы	0,03	0,03	17	"	"
1172 (6)	То же	0,07	0,05	23	"	"
<i>Цогт-Обинский массив</i>						
4014	Монцониты	3,23	2,46	22	131	"
4042/5	"	3,36	2,57	26	176	"
4042/8	Лейкомонцониты	3,79	3,00	35	169	"
4042/7	"	3,92	2,65	40	192	"
4042/9	"	3,85	2,91	31	199	"
4042/11	"	3,15	2,75	15	146	"
4042/1	Карбонатиты	0,32	0,13	13	17	"

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Цогт-Обинский массив</i>						
4042/2	Карбонатиты	0,11	0,18	23	6	"
4042/3	"	0,53	0,31	13	20	"
4042/4	"	0,37	0,15	32	22	"
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>						
1984/8	Латиты и трахиты (плагиоклаз-содержащие)	3,62	3,48	24	65	Сл.
4040/1	То же	3,38	3,40	22	68	Не обн.
4040/2	"	3,43	3,45	22	90	"
4040/3	"	3,34	3,47	21	76	"
4040/4	"	3,28	3,26	24	52	"
4040/5	"	3,45	3,44	21	84	"
4040/7	"	3,61	3,44	16	74	"
4040/8	"	3,56	3,47	15	54	"
4040/9	"	3,55	3,51	16	78	"
1326 (5)	"	3,35	3,41	23	84	"
1327 (3)	"	3,54	3,45	16	84	"
<i>Улугейский комплекс</i>						
4015/6	Фонолит	6,12	2,64	18	92	"
4000	Нефелинсодержащие трахиты (с плагиоклазом)	3,58	3,10	24	48	"
1244 (4)	То же	3,55	2,86	19	54	"
4008	"	3,51	3,36	24	38	"
1245 (5)	"	3,45	2,47	16	68	"
4017/13	"	4,12	3,05	20	46	"
1249 (9)	"	3,97	2,63	19	70	"
4017/18	"	3,92	2,72	16	73	"
1250 (4)	"	3,87	2,72	19	70	"
1160 (3)	"	3,66	3,00	18	62	"
1969	"	4,40	2,56	30	62	"
1156 (3)	"	3,63	2,84	—	65	9
4009	Трахиты (с плагиоклазом)	4,59	3,40	24	89	Не обн.
4017/25	"	4,78	3,42	19	98	"
1247 (4)	"	4,75	3,11	18	78	"
4001	"	5,52	3,10	22	73	"
1252 (7)	"	4,45	3,07	21	74	"
1159 (3)	"	4,51	3,12	19	98	4
1161 (3)	"	3,86	2,70	15	75	Не обн.
1157 (3)	"	4,70	3,46	17	128	"
1968	"	4,36	3,56	13	50	Сл.
1155 (6)	"	4,09	3,20	—	56	12
1953/4	"	3,65	4,44	20	88	Не обн.
1970	Субщелочные трахиты	4,36	4,00	11	137	Сл.
4015/7a	Латиты	3,48	3,29	23	63	"
4017/27	"	3,60	3,38	19	82	"
4017/2	Трахитовые пирокласты	9,13	2,40	Не обн.	138	Не обн.
4017/15	То же	4,82	3,40	20	73	"
1246 (4)	"	5,10	2,85	23	102	"
1248 (5)	"	4,75	3,64	11	74	"
4016/1	"	5,30	3,46	18	111	"
1270 (2)	"	4,68	3,18	19	86	"
1971	"	4,15	4,49	16	106	"
1162 (2)	"	2,37	2,70	22	67	"
1973	Нефелиновые сиениты	5,28	3,00	21	75	Сл.
2034	То же	4,76	3,60	21	91	"
1164a (4)	"	5,30	3,48	22	90	Не обн.
5	Сиениты	—	—	15	94	Сл.
11646 (7)	"	4,66	3,27	17	72	Не обн.
1977	Лейкомонзонит	12,88	3,63	15	96	"

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Улугейский комплекс</i>						
1972	Кварцевые сиенит-порфиры	4,90	4,16	13	88	3
4002	То же	4,59	3,80	12	100	Не обн.
4004/3	"	4,63	3,68	17	112	"
4004/4	"	4,92	3,11	13	70	"
1163а (6)	"	4,78	3,65	14	92	"
4016/4	"	5,92	3,94	18	92	"
1271 (2)	"	4,87	3,77	25	112	"
1974	Кварцевые сиениты	4,66	3,28	16	108	Сл.
4004/11	"	4,21	3,14	21	132	Не обн.
4004/12	"	4,25	3,14	19	136	"
1166а (6)	"	4,37	3,20	20	123	"
4003	Эруптивные брекчи из минерализованных зон	4,35	2,00	27	86	"
1158 (3)	То же	3,61	2,66	10	65	"
1167 (11)	Карбонатиты	0,14	0,06	8	Не обн.	"
1168 (8)	"	0,10	0,10	10	"	"
1169 (3)	Халцедон-карбонатно-апатитовая порода	0,06	0,16	8	"	11
1169а (5)	Магнетит-апатитовая порода	—	—	14	9	6

*В скобках — число проб в усреднении.
 **Данные В.А. Баскиной и И.К. Волчанской [4].
 ***Среднее содержание из числа проб, показанных в скобках.

Таблица 7

**Содержание стронция и бария (в вес. %) в щелочных породах
позднемезозойских комплексов**

Номер пробы	Комплекс, порода	Sr	Ba
1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1897	Лейцитовые меланефелиниты (нижняя и средняя части нижнего слоя)	0,75	—
819 (7) *	То же	0,72	0,74
1959/3	"	0,84	0,76
1959/4	"	0,83	0,77
1959/5	"	0,78	0,69
1959/6	"	0,82	0,71
1960/1	"	0,93	0,71
1960/5	"	0,79	0,72
1960/34	"	0,92	0,69
1109 (4)	"	0,89	0,73
1960/6	Лейцитовые меланефелиниты (верхняя часть нижнего слоя)	0,73	0,78
1960/7	То же	0,73	0,72
1960/33	"	0,93	0,74
1978	"	0,79	0,72
1111 (3)	"	0,83	0,72
1960/17	Нефелиновые мелалейцититы (верхний слой)	1,96	0,59
1960/18	То же	1,72	0,92
1960/20	"	0,62	1,18
1960/21	"	0,81	1,04
1960/32	"	0,87	0,84
1948	"	0,87	—
1980	"	1,19	1,10
1115 (6)	"	1,02	1,07
1956/1	Меланефелинитовые пирокласты (основание разреза меланократовых щелочных эффузивов)	1,13	0,80

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1956/2	То же	1,42	0,93
1956/3	"	0,17	0,58
1956/5	"	0,30	0,70
1956/8	"	0,22	0,57
1956/9	"	0,40	0,75
1956/10	"	0,30	0,43
1956/11	"	0,34	0,46
1959/1	"	0,80	0,76
1959/2	"	0,65	0,72
1960/4	"	4,01	0,89
1108/12	"	1,08	0,62
1960/10	Трахитовый туф (линза в покрове меланократовых щелочных эффузивов)	0,67	0,84
1960/11	То же	0,89	1,08
1113 (2)	"	0,83	0,96
1960/8	Шлаки трахита (линза в покрове меланократовых щелочных эффузивов)	0,29	0,61
1960/13	То же	0,28	0,61
1960/15	"	0,43	0,90
1112 (6)	"	0,44	0,64
1960/28	Шлаки фonoлита (основание разреза субщелочных трахитов и лейкотрахитов)	0,48	0,36
1960/29	То же	0,50	0,23
1960/30	"	0,64	0,40
1960/31	"	0,35	0,27
1116/(4)	"	0,45	0,27
1870/7	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	0,16	—
820 (3)	То же	0,24	0,17
1870	"	0,27	—
823 (3)	"	0,23	0,27
824 (3)	"	0,33	0,27
1878	"	0,37	—
833 (2)	"	0,25	0,38
842 (4)	"	0,17	0,10
850 (3)	"	0,45	0,43
1874	"	0,47	—
851 (4)	"	0,35	0,37
1838/33	"	0,55	—
1838/5	"	0,37	—
848 (4)	"	0,42	0,38
1962/1	"	0,40	0,45
1984	"	0,33	0,32
1117 (2)	"	0,35	0,39
1965/1	"	0,26	0,27
1965/2	"	0,24	0,28
1965/3	"	0,25	0,24
1121 (3)	"	0,38	0,26
830 (4)	"	0,35	0,35
4148/1	"	0,10	0,07
854 (3)	Трахитовые пирокласты	0,27	2,5
1888/2	То же	0,08	—
1870/2	"	0,10	—
829/8	"	0,11	0,28
849 (2)	Обломки трахитов в агломератах	0,26	2,84
825 (5)	Карбонатно-силикатные пирокласты	0,27	0,20
1914	Трахидацинты и трахириодациты	0,072	0,057
1915	То же	0,050	0,053
1916	"	0,052	0,060
1913	Трахит-латиты	0,37	—
1917	"	0,48	—
822 (8)	"	0,33	0,50
1957/2	"	0,12	0,12

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1957/3	"	0,33	0,40
1957/4	"	0,32	0,38
1957/5	"	0,20	0,23
1981	"	0,31	0,42
1122 (4)	"	0,34	0,33
1957/6	"	0,29	0,43
1957/7	"	0,37	0,52
1957/8	"	0,36	0,51
1957/9	"	0,34	0,50
1957/10	"	0,37	0,50
1957/11	"	0,30	0,48
1982	"	0,32	0,38
1123 (7)	"	0,44	0,47
1957/12	"	0,27	0,41
1957/13	"	0,30	0,39
1957/14	"	0,25	0,41
1957/15	"	0,36	0,38
1983	"	0,40	0,65
1124 (5)	"	0,35	0,39
1957/16	"	0,35	0,44
1957/17	"	0,32	0,32
1957/18	"	0,23	0,41
1957/19	"	0,24	0,34
1957/20	"	0,37	0,52
1125 (5)	"	0,37	0,44
4148/2	"	0,29	0,60
4148/3	"	0,19	0,56
4148/4	"	0,18	0,40
4148/6	"	0,30	0,60
4148/7	"	0,26	0,64
4148/8	"	0,36	0,62
678/74**	Шонкинит-порфиры	1,10	0,62
1084/75**	"	0,44	0,39
1960/12	"	1,11	0,73
1960/14	"	0,52	0,59
1114 (3)	"	0,42	0,53
1884	Шонкинит-сиениты	0,44	0,55
835 (7)	"	0,62	0,87
675/7**	Нефелиновые сиениты	0,45	0,35
1979	То же	0,46	—
1882	"	0,48	—
826 (4)	Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты	0,38	0,43
1895	То же	0,47	—
827 (2)	"	0,42	0,39
828 (3)	"	0,26	0,14
1796/10	"	0,35	—
1918	"	0,22	—
1889	"	0,17	—
9**	"	0,34	0,18
10**	"	0,23	0,15
678/74**	"	0,40	0,23
837 (2)	Субщелочные сиенит-порфиры	0,23	0,24
1961/1	То же	0,11	0,18
1960/2	"	0,07	0,29
1960/3	"	0,04	0,22
1110 (3)	"	0,06	0,19
1880	Кварцевые сиенит-порфиры	0,02	Сп.
858 (2)	То же	0,028	0,026
<i>Комплекс Хэцу-Тэг</i>			
4073/1	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты (нижняя часть нижнего покрова)	0,36	0,41

Таблица 7 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Комплекс Хэцу-Тэг</i>			
4073/2	То же	0,31	0,31
4041	"	0,27	0,33
4074/1	"	0,11	0,056
1317 (6)	"	0,28	0,30
4045	"	0,32	0,37
4074/2	Трахитовые пирокласты (нижняя часть нижнего покрова)	0,36	0,90
4074/3	То же	0,24	0,18
4074/5	"	0,12	0,054
4074/6	"	0,10	0,078
4046	Нефелинсодержащие трахиты (верхняя часть нижнего покрова)	0,30	0,51
4075/12	То же	0,35	0,50
4044	Нефелинсодержащие трахиты (верхний покров)	0,45	0,48
4075/10	То же	0,47	0,50
4074/11	"	0,41	0,50
4075/6	Трахитовые пирокласты (основание верхнего покрова)	0,30	0,45
4075/7	То же	0,34	0,42
4075/8	"	0,31	0,47
4075/9	"	0,29	0,36
4139/1	"	0,26	0,34
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>			
4132	Латиты	0,27	0,47
4145/1	"	0,24	0,42
4145/2	"	0,24	0,45
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>			
1936/16	Субщелочные лейкотрахиты	0,35	0,21
847 (2)	"	0,14	0,20
1947	Трахиродацит	0,07	0,002
24**	Щелочные и субщелочные лейкосиениты	0,17	0,21
25**	То же	0,18	0,21
1938/14	Нефелинсодержащие сиениты (с плагиоклазом)	0,92	—
844 (8)	То же	0,70	0,60
845 (5)	"	0,33	0,39
<i>Цогт-Обинский массив</i>			
4014	Монциты и лейкомонциты	0,17	0,14
4042/8	То же	0,05	0,099
1330 (4)	"	0,085	0,098
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>			
4040/1	Латиты	0,18	0,20
4040/4	"	0,17	0,17
1984/8	"	0,20	—
4040/7	"	0,20	0,21
1326 (5)	"	0,19	0,20
1327 (3)	"	0,19	0,20
<i>Улугейский комплекс</i>			
4000	Нефелинсодержащие трахиты (с плагиоклазом)	0,49	0,25
1244 (4)	То же	0,41	0,26
4008	"	0,60	0,28
1245 (5)	"	0,43	0,29
4017/13	"	0,38	0,28
1249 (9)	"	0,32	0,26
4017/18	"	0,36	0,28
1250 (4)	"	0,43	0,28
1160 (3)	"	0,70	0,48
1969	"	0,49	—
1156 (3)	"	0,80	0,54
4009	Трахиты (с плагиоклазом)	0,30	0,20

Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4
<i>Улугейский комплекс</i>			
4017/25	То же	0,28	0,22
1247 (4)	"	0,25	0,21
4001	"	0,34	0,28
4010	"	0,35	0,25
1252 (7)	"	0,40	0,27
1159 (3)	"	0,50	0,48
1161 (3)	"	0,30	0,47
1157 (3)	"	0,40	0,32
1968	"	0,40	—
1155 (6)	"	0,80	0,61
1970	Субщелочные лейкотрахиты	0,23	0,21
4015/7a	Латиты	0,25	0,23
4017/27	"	0,21	0,15
4017/1	Трахитовые пирокласты	Не обн.	0,017
4017/2	То же	0,12	0,18
1246 (4)	"	0,08	0,09
4017/15	"	0,28	0,18
1248 (5)	"	0,16	0,13
4016/1	"	0,27	0,18
1270 (2)	"	0,27	0,17
1162 (2)	"	0,44	0,53
1973	Нефелиновые сиениты	0,56	0,50
2034	То же	0,43	0,42
1164a (4)	"	0,66	0,54
11646 (7)	Сиениты	0,54	0,42
5	Монцониты и лейкомагониты	0,42	0,37
1165 (3)	То же	0,60	0,47
1977	"	0,28	0,25
1972	Кварцевые сиенит-порфиры	0,24	—
4002	То же	0,22	0,16
4004/3	"	0,24	0,14
4004/4	"	0,20	0,37
1163a (6)	"	0,22	0,18
1974	Кварцевые сиениты	0,10	—
4004/11	То же	0,12	0,10
4004/12	"	0,13	0,12
1166a (6)	"	0,14	0,13

* В скобках — число проб в усреднении.

*Данные В.А. Баскиной и И.К. Волчанской [4].

центрации рубидия и величине калий-рубидиевого отношения к субщелочным трахит-лейкотрахитам очень близки их интрузивные аналоги — субщелочные и щелочные сиениты. Отдельные разности последних сопоставимы с субщелочными трахит-лейкотрахитами по содержанию лития и цезия, но в целом отличаются от этих эффузивов заметно повышенными средними количествами лития и цезия (см. табл. 5, 6).

Среди эффузивных и интрузивных пород самыми высокими концентрациями рубидия характеризуются трахириодациты и кварцевые сиенит-порфиры, однако именно эти породы определяются минимальными содержаниями лития и цезия и минимальной величиной калий-рубидиевого отношения (в среднем $K/Rb = 198$ и 219). В то же время максимальное концентрирование как рубидия (в среднем 428 г/т), так и лития (в среднем 176 г/т) установлено в случае субвулканических стекол трахириодацита, которые оказываются богаты и цезием (в среднем 20 г/т).

Эффузивы трахит-латитовой толщи по уровню содержаний редких щелочных элементов занимают промежуточное положение между меланократовыми и лейкократовыми щелочными лавами. Они содержат $62-134$ г/т Rb (в среднем 100 г/т), что сопоставимо с количеством этого элемента в меланефелинитах — мелалейцититах, но ниже, чем в субщелочных трахит-лейкотрахит и тем более в трахириодацитах. В то же

Таблица 8

**Содержание стронция и бария (в вес. %) в рудоносных породах
позднемезозойских щелочных комплексов**

Номер пробы	Комплекс, порода	Sr	Ba
1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1893/7	Эруптивные брекчи из минерализованных зон	0,07	0,15
1893/6	То же	0,16	0,11
1892/1	"	0,08	0,88
838 (4) *	"	0,14	0,36
841 (3)	"	0,30	0,57
1898/25	"	0,83	3,50
1898/26	"	0,88	0,70
1898/27	"	1,57	2,56
1898 /28	"	1,30	0,90
879 (4)	"	1,09	1,95
1900/2	"	1,13	1,17
1900/3	"	0,13	1,08
1900/5	"	0,14	0,07
1900/6	"	0,14	0,36
1900/7	"	0,12	0,29
1900/11	"	0,09	Не обн.
1900/12	"	0,09	0,18
1900/14	"	0,08	0,56
1900/15	"	0,16	0,32
1900/16	"	0,13	1,08
882 (10)	"	0,28	0,55
1900/17	"	0,08	0,29
1900/18	"	0,07	0,74
1900/19	"	0,27	0,51
1900/20	"	0,10	Не обн.
1900/21	"	0,08	0,29
1900/22	"	0,07	0,06
1900/23	"	0,08	1,67
1900/24	"	0,08	0,15
1900/25	"	0,07	0,10
1900/30	"	0,10	0,60
883 (10)	"	0,10	0,47
1893/9	"	1,18	0,19
1891/5	"	1,20	1,12
1921/1	"	0,14	7,74
1921/2	"	0,08	0,16
1921/3	"	0,08	0,06
1910	Карбонатиты	1,20	0,15
1921	"	0,33	0,22
1911	"	0,10	0,19
1870/14	"	0,24	2,97
1870/20	"	0,14	4,20
1871/9	"	0,14	2,55
1871/10	"	0,20	1,00
1871/30	"	0,29	0,70
1872/8	"	0,19	3,82
1872/9	"	0,20	3,65
1872/10	"	0,08	2,65
1872/11	"	0,10	1,53
1872/14	"	0,30	2,97
1872/15	"	0,30	3,36
1876	"	1,27	5,80
1877	"	0,17	2,63
1878/11	"	0,09	2,73
1880/7	"	0,24	1,80

*В скобках — число проб в усреднении.

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1881/4	"	0,14	2,16
1881/5	"	0,47	6,15
1881/6	"	0,63	1,70
1881/8	"	0,36	1,87
1881/7	"	0,13	0,48
1883/2	"	0,17	0,70
1883/3	"	0,17	2,04
1883/4	"	0,12	0,87
1883/5	"	0,19	7,39
1883/8	"	0,13	7,33
1886/7	"	0,54	0,20
1888/4	"	1,10	4,07
1892/1	"	0,08	0,88
1892/4	"	0,18	0,40
1893/6	"	0,16	0,11
1893/7	"	0,07	0,15
1893/8	"	1,10	4,76
1897/8	"	0,08	2,44
1897/9	"	0,10	2,45
1889/5	"	0,30	0,18
1898/26	"	0,88	0,70
1902/2	"	1,13	1,17
1902/3	"	0,13	1,08
1935/2	"	0,08	2,04
1933/7	"	0,20	3,29
1958/14	"	0,19	5,53
1986	"	0,19	1,24
1870/19	Флюоритовые породы	0,12	1,85
1878/7	То же	0,49	0,33
1871/26	"	0,17	2,05
1871/31	"	0,25	2,03
1890/2	"	1,35	0,85
1890/1	"	1,70	1,79
1891	"	1,59	1,60
1891/6	"	1,26	0,88
1891/7	"	1,26	0,09
1892/3	"	0,18	13,29
1892/5	"	0,15	0,48
1893/8	"	1,10	4,76
1893/10	"	0,49	3,89
1898/3	"	0,73	1,38
1898/5	"	0,45	3,99
1898/10	"	0,98	2,33
1963/7	Кварцевые породы	0,29	5,57
1870/17	То же	0,10	1,75
1872/13	"	0,24	1,94
1872/16	"	0,23	1,75
1873/1	"	0,38	6,42
1873/2	"	0,30	5,78
1881/2	"	0,20	2,57
1883	"	0,12	1,40
1883/6	"	0,11	2,08
1883/9	"	0,05	5,86
1883/7	"	0,13	12,64
1883/10	"	0,25	6,93
1890	"	1,10	1,17
1892	"	0,20	2,16
1892/2	"	0,17	9,12
1893/11	"	1,07	2,30
1886	Магнетит-апатитовые породы (жильные)	2,88	—
1887	То же	3,01	0,51

Т а б л и ц а 8 (продолжение)

1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1888	"	3,88	0,66
1887/1	"	1,42	1,21
1887/2	"	2,14	0,34
1887/4	"	1,51	1,33
1887/5	"	3,31	0,80
1796/5	"	0,34	—
1896	"	0,22	2,20
1901	"	2,63	3,08
1903	"	0,12	0,59
1900/1	"	0,57	2,22
1901/4	"	0,13	0,39
1900/10	"	0,33	3,64
1900/28	"	2,00	0,75
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	2,40	3,36
1901/1	То же	3,28	2,42
1901/2	"	1,50	2,73
1905	"	1,87	2,80
1901/3	"	1,24	2,87
1901/4	"	2,16	2,25
1901/5	"	0,62	2,93
1901/6	"	0,61	2,76
1901/7	"	4,70	6,09
1901/8	"	0,16	0,12
1901/9	"	5,80	5,71
1901/15	"	0,87	0,95
1901/16	"	2,26	1,02
1901/19	"	1,04	0,43
1901/20	"	1,25	2,98
1901/21	"	2,01	0,41
1901/22	"	1,13	0,19
1901/23	"	2,05	0,12
1901/25	"	1,28	2,74
1901/30	"	4,14	2,32
1907	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	0,02	0,10
1920	То же	0,08	0,65
1901/17	"	0,13	Не обн.
1902	Кварц (халцедон) -карбонатно-апатитовые породы	0,11	0,86
1885	То же	15,08	0,63
1886/1	"	9,14	2,09
1886/2	"	2,90	12,40
1886/3	"	0,59	0,55
1886/5	"	4,20	0,53
1898/2	"	4,09	2,86
1900/29	"	7,46	1,13
1901/28	"	8,93	5,43
1906	Измененные апатитовые породы (тело Апатитовое)	0,02	0,10
1901/10	То же	1,03	1,75
1901/11	"	1,09	2,48
1901/12	"	1,49	3,04
1898	Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы	8,42	2,37
1899	То же	7,83	1,85
1900	"	17,60	1,46
1887/6	"	16,60	2,15
1895/15	"	14,60	1,40
1898/18	"	15,10	1,31
1898/19	"	15,23	2,93
1898/20	"	14,44	1,26
1898/21	"	15,50	0,98
1898/22	"	14,30	1,22
1898/23	"	13,28	1,39

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1899/1	Флюорит-целестин-апатитовые породы	14,30	1,73
1899/2	То же	15,50	1,69
1899/5	"	13,60	0,72
1899/6	"	16,08	0,79
1899/7	"	16,50	0,73
1899/8	"	13,66	0,95
1899/9	"	11,80	1,17
1899/10	"	17,07	2,38
1899/11	"	13,30	1,53
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>			
1936/17	Карбонатиты	0,14	3,25
1936/18	"	0,33	0,05
2031	"	5,19	3,40
2032	"	0,30	2,19
1170 (4)	Флюорит-барит-целестиновые породы	14,70	10,6
1936/19	Кварцевые породы	1,20	3,04
1936/20	То же	1,46	10,94
1936/22	"	1,08	11,48
1936/23	"	1,84	4,74
2028	"	2,20	31,53
2029	"	5,80	15,80
2030	"	1,34	8,11
1936/11	Магнетитовые породы	0,21	0,08
1946	То же	1,64	0,22
846 (3)	"	0,47	0,34
<i>Улугейский комплекс</i>			
4004/6	Эруптивные брекчи из минерализованных зон	0,24	0,16
4004/7	То же	0,27	0,37
4003	"	0,26	0,22
4004	Карбонатиты	1,92	0,76
4004/16	"	1,83	0,21
4004/17	"	1,94	0,062
1983/9	"	0,08	0,04
1167 (8)	"	1,40	0,30
1168 (11)	"	1,70	0,25
4004/15	Апатит-магнетитовые породы	0,09	0,071
4004/19	То же	0,29	0,18
2033	Халцедон-карбонатно-апатитовые породы	0,25	0,55
1169 (3)	То же	0,70	0,50
<i>Цогт-Обинский массив</i>			
4013	Карбонатиты	0,10	0,079
1329 (5)	"	0,10	0,081

время трахит-латиты близки к последним по содержанию лития и в определенной мере цезия.

Меланефелинитовые пирокласты по содержанию лития, цезия и величине калий-рубидиевого отношения близки к меланефелинитам. Однако пирокласты содержат заметно больше рубидия (в среднем 136 г/т) и в этом плане сопоставляются с некоторыми разностями мелалейцититов. Трахитовые пирокласты по уровню концентраций редких щелочных элементов весьма близки к субщелочным трахитам и лейкотрахитам, но в отличие от последних характеризуются большей величиной калий-рубидиевого отношения (в среднем 377), что отражает относительную обогащенность пирокластов калием. Резко понижено количество рассматриваемых элементов в карбонатно-силикатных пирокластах, в среднем содержащих 10 г/т Li, 37 г/т Rb и следы цезия. Эруптивные брекчи из остатков жерл палеовулканов, напротив, сравнительно обогащены

Таблица 9

Содержание ниобия, тантала, циркония и гафния (в г/т)
в породах позднемезозойских щелочных комплексов

Номер пробы	Комплекс, порода	Nb	Ta	Zr	Hf
1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1897	Нефелиновые мелалейцититы — меланефелиниты	34,3	1,5	389	6,4
1948	То же	19,3	1,4	635	9,1
819 (7)*	"	30,8	1,5	420	7,0
1109 (4)	"	29,0	2,0	390	6,0
1111 (3)	"	28,5	1,0	380	7,0
1980	"	21,0	1,8	800	8,7
1115 (6)	"	13,0	0,8	690	9,0
1108 (12)	Меланефелинитовые пирокласты	21,5	1,0	330	6,5
1960/28	Фонолитовые шлаки	25,5	1,5	1045	11,5
1116 (4)	"	70,0	0,7	470	6,0
1112 (6)	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	15,0	1,1	560	7,2
823 (3)	То же	22,4	0,65	535	10,0
824 (3)	"	21,4	0,7	482	6,4
833 (2)	"	21,2	1,0	505	7,3
850 (3)	"	14,8	0,5	484	9,6
851 (4)	"	25,1	1,1	618	8,5
857 (2)	"	25,5	1,3	725	13,2
1938/3	"	23,5	1,0	761	10,1
1938/5	"	17,1	0,9	621	7,9
848 (4)	"	28,2	1,1	668	7,8
1984	"	14,3	1,0	790	10,5
1117 (2)	"	56,0	1,8	1165	15,0
1121 (3)	"	30,0	1,4	635	9,0
830 (4)	"	27,2	1,3	666	13,6
856 (3)	"	23,0	1,0	587	7,0
4148/1	"	21,5	0,5	1077	10,7
1113 (2)	Трахитовые пирокласты	43,5	1,0	490	9,5
854 (3)	То же	26,0	1,7	752	13,3
829 (8)	"	27,7	0,8	920	11,3
849 (2)	Обломки в трахитовых пирокластах	20,1	0,4	399	6,3
825 (5)	Карбонатно-силикатные пирокласты	16,0	0,6	423	5,6
1120 (2)	То же	19,0	2,0	440	8,0
1914	Трахидацииты и трахириодациты	43,5	1,6	911	15,1
1915	То же	37,0	1,0	840	11,7
1916	"	56,6	1,6	1133	17,0
852 (2)	Стекла трахириодацитов	20,0	0,5	523	11,0
1913	Трахит-латиты	18,3	0,8	666	10,5
1917	"	13,5	0,9	386	6,7
822 (8)	"	13,0	—	700	7,0
1981	"	14,0	0,9	570	10,5
1122 (4)	"	23,0	1,5	690	10,0
1982	"	12,0	1,0	550	9,0
1123 (7)	"	15,0	1,0	590	8,5
1957/13	"	15,0	1,0	790	8,3
1983	"	21,0	0,9	665	11,0
1124 (5)	"	19,0	1,8	720	10,0
1125 (5)	"	17,0	0,5	800	10,5
1114 (3)	Шонкинит-порфиры	20,0	0,9	690	9,0
835 (7)	Шонкинит-сиениты	19,1	0,8	479	5,4
1979	Нефелиновые сиениты	17,0	1,2	554	8,0
1882	То же	22,5	1,4	620	9,5
826 (4)	Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты	26,0	0,8	588	8,4
1895	То же	14,7	0,7	430	6,1
827 (2)	"	22,0	0,7	496	6,8

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
828 (3)	"	43,1	1,8	935	12,2
1918	"	29,7	1,0	1015	13,5
1889	"	23,3	0,6	374	5,6
837 (2)	Субщелочные сиенит-порфиры	37,0	2,2	739	10,8
1110 (3)	То же	58,0	4,2	2000	25,0
858 (2)	Кварцевые сиенит-порфиры	28,3	1,0	549	10,0
839 (2)	То же	47,4	1,2	625	16,1
838 (4)	Эруптивные брекчи из минерализованных зон	35,5	1,5	698	8,7
841 (3)	То же	2,9	1,6	23,4	0,6
879 (4)	"	8,5	0,2	195	2,4
882 (10)	"	16,3	0,7	308	3,5
(31)	"	16,0	—	320	3,9
880 (4)	Магнетит-апатитовые породы	1,2	0,78	14,4	0,2
836а (8)	То же	2,3	0,9	20,1	0,4
836 (5)	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	2,7	2,4	19,4	1,4
881 (5)	То же	4,7	2,1	51,7	2,1
885 (11)	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	3,2	0,8	80	4,0
886 (9)	То же	2,0	0,6	110	4,0
888 (3)	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	24,0	—	90	2,0
887 (5)	Измененная апатитовая порода	2,0	—	60	3,0
875 (10)	Флюорит-целестин-апатитовые породы	10,4	< 12,9	12,9	< 12,9
876 (13)	То же	13,7	< 11,6	11,6	< 11,6
878 (3)	"	9,7	< 12,1	24,2	< 12,1
831 (2)	Карбонатиты	6,0	0,6	136	3,5
832 (2)	"	5,8	0,7	240	2,3
834 (11)	"	3,6	0,6	367	4,4
1126 (6)	"	3,0	—	200	2,0
1128 (5)	"	8,3	—	390	4,4
1129 (9)	"	2,5	—	200	2,1
1130 (6)	"	2,7	—	130	2,7
1131 (5)	"	4,6	—	118	1,8
1132 (2)	"	1,4	—	71	1,9
1133 (8)	"	1,8	—	92	2,3
1134 (2)	"	3,7	—	318	4,2
877 (4)	Флюоритовые породы	43,4	1,7	1041	10,2
1139 (3)	"	7,8	—	215	3,1
1140 (7)	"	11,6	—	120	1,6
1136 (3)	Кварцевые породы	1,8	—	64	1,4
1137 (3)	"	2,5	—	77	0,9
1138 (3)	"	2,0	—	133	2,1
<i>Комплекс Хэцу-Тэг</i>					
4041	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	24,5	1,3	645	10,0
4074/1	То же	15,5	0,5	575	6,0
4045	"	13,5	0,7	440	6,0
1317а (4)	"	23,0	1,0	610	7,0
4046	Нефелинсодержащие трахиты	18,0	1,6	575	9,5
4044	То же	11,5	0,8	540	7,0
1319 (3)	"	15,0	0,9	595	8,5
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>					
4132	Латиты	17,0	—	401	6,2
4145/1	"	21,0	1,4	388	8,5
4145/2	"	19,0	1,6	390	8,1
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
1936/16	Субщелочные лейкотрахиты	22,8	1,0	590	6,0
847 (2)	"	21,3	0,6	768	10,2
1947	Трахиродацит	36,0	1,3	972	12,8

Т а б л и ц а 9 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
1936/14	Нефелинодержашие сиениты	20,7	1,2	657	10,6
1944	"	13,5	0,9	386	6,7
844 (8)	"	26,2	2,0	499	7,8
845 (5)	"	17,2	0,5	623	11,0
846 (3)	Биотит-магнетитовые породы	8,2	1,3	96,2	2,7
<i>Цогт-Обинский массив</i>					
1330 (4)	Лейкомонциты	10,2	0,7	360	6,2
4013	Карбонатиты	1,0	—	45	1,4
1329 (5)	"	2,6	—	90	2,1
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>					
1984/8	Латиты	15,0	1,2	460	7,5
1326 (5)	"	14,6	—	440	9,8
1327 (3)	"	16,0	1,0	480	7,3
<i>Улугейский комплекс</i>					
1970	Субщелочные лейкотрахиты	17,5	0,8	620	8,2
1244 (4)	Нефелинодержашие трахиты (с плагио- клазом)	6,2	—	195	5,0
1245 (5)	То же	8,0	—	225	5,6
1249 (9)	"	8,4	—	280	6,0
1250 (4)	"	8,5	—	250	5,0
1969	"	14,0	1,2	445	10,5
1252 (7)	Трахиты (с плагиоклазом)	3,0	—	280	7,0
1968	"	11,0	1,0	320	5,5
4015/7a	Латиты	7,4	0,8	391	7,2
4017/27	"	7,0	0,9	424	8,2
1246 (4)	Трахитовые пирокласты	15,7	1,0	315	6,5
1248 (5)	"	9,2	1,2	390	6,0
1973	Нефелиновые сиениты	9,2	0,9	520	8,0
2034	"	13,0	1,0	560	9,0
1164a (4)	"	11,5	1,2	550	8,5
5	Сиениты	11,0	0,9	392	5,3
1164b (7)	"	10,8	0,8	440	6,0
1977	Лейкомонциты	11,3	—	370	4,7
1972	Кварцевые сиенит-порфиры	23,0	1,1	725	12,0
4002	"	13,6	1,2	600	9,6
1163a (6)	"	15,5	1,2	640	10,0
1271 (2)	"	12,0	1,2	480	9,0
1974	Кварцевые сиениты	16,0	1,2	460	7,5
4004/11	"	14,5	0,7	425	6,5
1166a (6)	"	14,5	1,0	450	7,0
4003	Эруптивные брекчии из минерализован- ных зон	8,0	—	230	5,0
4004	Карбонатиты	1,0	—	15	2,7
1167 (11)	"	2,4	—	32	2,2
1168 (8)	"	1,8	—	26	1,4
4004/15	Магнетит-апатитовые породы	2,0	—	295	—
4004/19	То же	10,5	—	350	5,0
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>					
4145/1	Трахит-латиты	19	—	340	—
4145/2	"	20	—	400	—
4132	"	17	—	440	—

*В скобках — число проб в усреднении.

Т а б л и ц а 10

Содержание кобальта, никеля, хрома, ванадия, меди и молибдена (в г/т)
в породах позднемезозойских щелочных комплексов

Номер пробы	Комплекс, порода	Co	Ni	Cr	V	Cu	Mo
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>							
1980	Нефелиновые мелалейцититы— меланефелиниты	46	150	200	135	—	—
1897	То же	52	35	17	130	—	—
1948	"	42	130	210	110	—	—
1880/1	"	21	44	28	120	—	—
1880/2	"	20	32	26	130	—	—
1880/3	"	26	48	33	130	—	—
1880/4	"	26	160	160	140	—	—
1880/5	"	30	140	300	120	—	—
820 (3)	Субщелочные трахиты и лейко- трахиты	6,0	4,2	5,0	45	—	—
821 (6)	То же	8,4	16,0	18,0	48	—	—
823 (3)	"	2,3	4,5	1,7	31	—	—
824 (3)	"	4,8	4,4	5,8	22	—	—
833 (2)	"	11,0	23,0	17,0	48	—	—
850 (3)	"	8,4	4,0	6,8	58	—	—
851 (4)	"	7,8	4,1	9,0	60	—	—
857 (2)	"	4,3	3,7	7,8	50	—	—
848 (4)	"	3,8	4,0	6,5	41	—	—
830 (4)	"	5,4	12,0	10,0	50	—	—
842 (4)	"	4,3	4,5	10,0	48	—	—
856 (3)	"	6,5	3,5	6,5	59	—	—
854 (3)	Трахитовые пирокласты	6,0	3,7	5,0	46	—	—
829 (8)	"	4,0	5,0	10,0	42	—	—
849 (2)	Обломки в трахитовых пиро- кластах	3,7	3,4	5,4	55	—	—
825 (5)	Карбонатно-силикатные пиро- класты	2,7	6,0	4,0	35	—	—
1914	Трахидациты и трахириодациты	—	7,6	10,0	16	6,3	4,0
1915	"	—	4,6	8,5	16	5,7	2,9
1916	"	1,7	5,7	6,9	14	8,3	6,3
852 (2)	Стекла трахириодацита	2,4	2,5	7,3	33	—	—
822 (8)	Трахит-латиты	14,0	62,0	63,0	62	—	—
1114 (3)	Шонкинит-порфиры	18	26	16	78	38	7,9
835 (7)	Шонкинит-сиениты	17	21	16	66	—	—
826 (4)	Щелочные и субщелочные сиени- ты и лейкосиениты	15	20	17	80	—	—
827 (2)	То же	7,5	5,6	12	60	—	—
828 (3)	"	6,0	6,5	18	50	—	—
837 (2)	Субщелочные сиенит-порфиры	4,6	5,6	11	30	—	—
858 (2)	Кварцевые сиенит-порфиры	<1,0	3,8	5,7	11	—	—
839 (2)	"	1,2	3,1	3,2	14	—	—
838 (4)	Эруптивные брекчи из минера- лизованных зон	3,7	160	240	44	—	—
841 (3)	То же	6,0	8,3	11	43	—	—
879 (4)	"	12,0	20	32	100	—	—
882 (10)	"	9,4	13	13	150	—	—
883 (11)	"	8,0	25	43	170	—	—
880 (4)	Магнетит-апатитовые породы	56	60	96	200	140	71
836а (8)	"	84	78	82	320	83	410
836 (5)	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	11	7	<1	170	7,7	43
881 (5)	То же	80	70	57	260	90	590
885 (11)	Апатитовые породы (тело Апа- титовое)	150	100	—	180	98	45
886 (9)	То же	35	63	—	150	120	60

Таблица 10 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>							
1907	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	66	140	—	1300	150	—
1920	То же	43	48	—	1100	160	—
888 (3)	"	70	220	—	570	150	33
887 (5)	Измененные апатитовые породы	68	20	—	180	180	12
875 (10)	Флюорит-целестин-апатитовые породы	15	14	34	150	34	74
876 (13)	То же	3,2	22	20	260	20	120
878 (3)	"	16	26	36	210	39	120
831 (2)	Карбонатиты	3,3	10	10	20	—	—
832 (2)	"	8,6	<1	<3	40	—	—
834 (11)	"	6,5	—	<3	78	—	—
1128 (5)	"	6,0	4,4	10,0	63	6,9	26
1129 (9)	"	2,5	3,0	6,0	72	10,0	18
1130 (6)	"	Сл.	4,0	16,0	100	16,0	16
1131 (5)	"	"	3,2	8,7	63	9,1	44
1132 (2)	Карбонатиты	Сл.	3,5	4,8	79	6,9	16
1133 (8)	"	"	3,2	3,2	51	9,2	25
1134 (2)	"	5,7	5,5	3,0	52	11,0	29
1145 (2)	"	Сл.	2,2	5,0	63	3,3	22
877 (4)	Флюоритовые породы	40	20	20	120	49	180
1139 (3)	"	1,8	7,2	—	25	12	15
1140 (7)	"	4,0	5,0	—	200	32	72
1136 (3)	Кварцевые породы	2,0	14,0	5,0	40	6,5	7,2
1137 (3)	"	—	5,7	—	91	12,0	11
1138 (3)	"	13,0	6,0	—	100	21,0	31
<i>Комплекс Хэжу-Тэг</i>							
4073/1	Субщелочные трахиты и лейко-трахиты	17,0	5,0	7,2	78	5,8	<1
4073/2	То же	12,0	3,4	6,3	65	5,7	2,1
4074/1	"	5,0	2,2	5,0	37	2,3	1,5
4041	"	17,0	3,0	6,1	51	4,5	1,5
4045	"	37,0	16,0	26,0	60	12	<1
4074/2	Трахитовые пирокласты (нижний покров)	20,0	37,0	8,3	200	8,8	110
4074/3	То же	18,0	28,0	—	260	34	150
4074/5	"	5,3	4,2	7,8	25	2,4	—
4074/6	"	—	2,0	5,7	18	3,8	4,5
4046	Нефелинсодержащие трахиты (нижний покров)	50	100	100	100	37	—
4075/12	То же	37	80	78	98	47	—
4044	Нефелинсодержащие трахиты (верхний покров)	46	54	60	78	50	—
4075/10	То же	42	57	53	80	38	—
4075/11	"	32	58	46	80	38	—
4075/6	Трахитовые пирокласты (верхний покров)	34	51	33	95	31	—
4075/7	То же	25	37	35	60	26	—
4075/8	"	37	45	37	91	40	—
4075/9	"	18	24	36	100	12	—
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>							
1947	Трахиродашит	Сл.	2,0	Сл.	21	—	—
847 (2)	Субщелочные лейкотрахиты	4,3	4,1	9,0	38	—	—
844 (8)	Нефелинсодержащие сиениты	33	32	27	120	—	—
845 (5)	"	17	45	52	60	—	—
846 (3)	Магнетитовые породы	37	210	380	1200	—	—
1173	Карбонатит	8,3	3,2	Сл.	72	6,6	30
1170 (4)	Флюорит-барит-целестиновые породы	4,8	Сл.	"	25	35	110

Таблица 10 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>							
1171 (6)	Кварцевые породы	3,6	2,5	Сп.	29	63	32
1172 (6)	"	16,0	Сп.	"	20	40	69
<i>Цогт-Обинский массив</i>							
1330 (4)	Лейкомонциты	16	20	50	87	35	3,2
4013	Карбонатиты	29	55	63	110	20	—
1329 (5)	"	40	40	36	100	90	3,5
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>							
1326 (5)	Латиты	25	30	69	82	50	3,2
1327 (3)	"	15	20	63	100	32	<1,0
<i>Улугейский комплекс</i>							
1244 (4)	Нефелинсодержащие трахиты (с плагиоклазом)	40	72	120	200	52	—
1245 (5)	То же	56	64	120	130	49	—
1249 (9)	"	50	63	180	160	63	—
1250 (4)	"	60	79	190	280	63	—
1160 (3)	"	33	55	79	120	66	—
1156 (3)	"	30	79	95	100	63	—
1247 (4)	Трахиты (с плагиоклазом)	60	79	190	280	63	—
1252 (7)	"	32	52	91	150	32	—
1159 (3)	"	13	21	16	72	29	—
1161 (3)	"	22	33	50	79	38	—
1157 (3)	"	12	20	23	50	11	—
1155 (6)	"	26	69	79	120	46	—
4015/7a	Латиты	22,4	33	52	145	34,3	—
4017/27	"	23,7	45	77	142	22,1	—
1970	Субщелочной лейкотрахит	11	9,3	11,5	42	9,8	—
1246 (4)	Трахитовые пирокласты	50	5,6	18	53	5,0	2,5
1248 (5)	"	—	2,4	8,9	21	7,0	—
1162 (2)	"	12	35	52	96	42,0	2,0
1164a (4)	Нефелиновые сиениты	39	52	72	160	55	—
5	Сиениты	15	28	36	92	—	—
1164b (7)	"	27	43	59	140	53	3,0
1977	Монциты и лейкомонциты	14	23	29	80	31	—
1165 (3)	"	16	32	40	100	49	3,6
4002	Кварцевые сиенит-порфиры	12	7,9	24	52	25	3,8
1163a (6)	"	8	7,4	12	58	11,8	3,2
1271 (2)	"	11	9,6	19	55	7,6	7,5
4004/11	Кварцевые сиениты	10	16	25	63	40	4,6
1166a (6)	"	9	11	15	54	34	2,6
4003	Эруптивные брекчии из минерализованных зон	36	45	100	160	56	6,3
1158 (3)	То же	8,4	2,5	5,0	63	12	—
4004	Карбонатиты	—	—	4,0	12	16	—
1167 (11)	"	10	15	7,2	91	32	25,0
1168 (8)	"	18	16	Сп.	200	110	4,0
4004/15	Магнетит-апатитовые породы	25	91	—	2000	320	—
4004/19	"	44	79	<1	2100	360	91
1169 (3)	Халцедон-карбонатно-апатитовые породы	20	20	6,0	210	160	3,8

литием (в среднем 22 г/т) и особенно рубидием (в среднем 188 г/т), что в определенной мере сближает их с трахитовыми пирокластами и субщелочными трахит-лейкотрахитами.

Рудоносные породы по уровню содержаний редких щелочных элементов заметно отличаются от магматических щелочных пород. Жильные магнетит-апатитовые породы в среднем содержат 19 г/т Li, 15 г/т Rb и 20 г/т Cs. Среди них встречаются разности,

Таблица 11

**Содержание свинца, цинка, олова и вольфрама (в г/т) в породах
позднемезозойских щелочных комплексов**

Номер пробы	Комплекс, порода	Pb	Zn	Sn	W
1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
819 (7)	Меланефелиниты	250	200	2,6	6,0
820 (3)	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	52	67	3,4	1,2
821 (6)	То же	60	52	3,4	2,1
823 (3)	"	60	89	2,6	1,1
824 (3)	"	50	55	2,3	6,2
833 (2)	"	47	36	2,1	1,3
850 (3)	"	40	60	2,2	1,1
851 (4)	"	53,7	76	3,6	0,8
857 (2)	"	122	46	3,5	2,0
848 (4)	"	87	75	4,7	3,3
830 (4)	"	52	56,5	3,6	0,9
856 (3)	"	97	95	3,4	1,1
842 (4)	"	137	121	3,2	0,5
854 (3)	Трахитовые пирокласты	270	52	3,7	2,0
829 (8)	"	107	50	4,1	2,3
849 (2)	Обломки в трахитовых пирокластах	54	30	2,1	1,5
825 (5)	Карбонатно-силикатные пирокласты	67,5	56	3,2	2,8
1914	Трахидациты и трахириодациты	60	65	3,3	Сл.
1915	"	83	55	3,4	1,0
1916	"	31	36	3,6	—
852 (2)	Стекло трахириодацита	380	96	4,6	35
4148/2	"	46,5	63	4,9	—
4148/3	"	41	50	3,6	—
4148/4	"	43,5	63	3,6	—
4148/6	Трахит-латиты	35	40,5	5,5	—
4148/7	"	39	50	2,4	—
4148/8	"	40	57	4,6	—
822 (8)	"	33	50	2,9	Сл.
1114 (3)	Шонкинит-порфиры	143	135	3,7	—
835 (7)	Шонкинит-сиениты	80	80	3,6	0,8
826 (4)	Щелочные и субщелочные сиениты и лейко- сиениты	92	90	2,3	0,5
827 (2)	То же	47	51	2,4	1,2
828 (3)	"	91	65	4,1	0,8
837 (3)	Субщелочные сиенит-порфиры	76	60	3,6	2,0
858 (2)	Кварцевые сиенит-порфиры	68	57	3,7	1,7
839 (2)	"	132	148	6,3	1,6
838 (4)	"	52,5	42	3,0	3,5
841 (3)	Эруптивные брекчии из минерализованных зон	133	85	5,4	4,3
879 (4)	То же	630	96	3,3	4,4
882 (10)	"	340	82	5,8	6,0
883 (11)	"	300	250	3,0	5,1
880 (4)	Магнетит-апатитовые породы (жильные)	637	137	11,5	Не обн.
836а (8)	То же	728	226	15,0	3,2
1903	"	920	630	—	—
1886	"	340	850	—	—
1901	"	870	610	—	—
1896	"	380	150	—	—
836 (5)	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	103	92	5,0	Не обн.
881 (5)	То же	890	316	16,0	3,7
885 (11)	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	182	147	4,0	Не обн.
886 (9)	То же	43,6	135	3,9	"
1904	"	43	480	—	—
1905	"	31	160	—	—
1907	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	19	1300	—	—

Т а б л и ц а 11 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1920	То же	26	1600	—	—
888 (3)	"	39	1280	28	Не обн.
887 (5)	Измененные апатитовые породы (тело Апатитовое)	48,3	56	3,7	1,9
1898	Флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы	220	42	—	—
875 (10)	То же	575	62	3,4	Не обн.
876 (13)	"	316	130	11,8	"
878 (3)	"	324	~60	3,5	"
1143 (6)	"	430	79	5,0	—
831 (2)	Карбонатиты	105	40	1,4	1,0
832 (2)	"	250	—	—	1,8
834 (11)	"	72	60	1,7	1,6
1128 (5)	"	460	78	6,6	—
1129 (9)	"	360	162	4,4	—
1130 (6)	"	390	140	6,6	—
1131 (5)	"	400	69	5,8	—
1132 (2)	"	580	82	5,5	—
1133 (8)	"	900	96	6,3	—
1134 (2)	"	390	150	4,0	—
1145 (2)	"	1600	315	5,0	—
1881/6	"	170	225	—	—
1963/6	"	130	56	—	—
877 (4)	Флюоритовые породы	278	~30	—	Не обн.
884 (3)	"	520	230	3,0	"
1139 (3)	"	690	64	2,3	—
1140 (7)	"	3500	242	5,4	—
1898/5	"	550	—	4,0	—
1136 (3)	Кварцевые породы	150	32	3,1	—
1137 (3)	"	210	220	3,1	—
1138 (3)	"	580	230	3,5	—
1883/10	"	126	—	4,2	—
1144 (2)	Кварц-флюорит-целестиновая порода	1650	308	5,7	—
1985	Кварцевые породы, обогащенные церусситом	135 000	35	—	—
853/2	То же	125 000	60	—	—
1119 (2)	"	66 000	54	—	—
<i>Комплекс Хэцу-Тэг</i>					
1317а (4)	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	89	70	3,6	—
1318 (10)	Трахитовые пирокласты	141	254	2,7	—
1319 (3)	Нефелинсодержащие трахиты (верхний покров)	125	220	3,2	—
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
847 (2)	Субщелочные лейкотрахиты	138	76	5,0	1,3
844 (8)	Нефелинсодержащие сиениты	48	100	4,6	0,6
845 (5)	"	95	86	2,9	1,4
846 (3)	Магнетитовые породы	80	380	30	4,2
1173 (2)	Карбонатиты	260	52	—	—
2032	"	370	—	4,0	—
1170 (4)	Флюорит-барит-целестиновые породы	760	64	3,6	—
1171 (6)	Кварцевые породы	310	128	2,0	—
1172 (6)	"	920	72	4,6	—
2028	"	1740	—	3,8	—
<i>Цогт-Обинский массив</i>					
4014	Монзонит	52,5	132	4,0	—
1330 (4)	Лейкомонзониты	40	126	4,4	—
4013	Карбонатиты	43,5	—	4,2	—
1329 (5)	"	59	—	3,8	—

Таблица 11 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>					
4145/1	Латиты	39	45	3,6	—
4145/2	"	63	85	4,3	—
4132	"	41	64,5	5,6	—
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>					
1326 (5)	Латиты	40	186	3,5	—
1327 (3)	"	41	230	4,5	—
<i>Улугейский комплекс</i>					
1244 (4)	Нефелинсодержащие трахиты (с плагиоклазом)	29	105	2,3	—
1245 (5)	То же	38	105	3,6	—
1249 (9)	"	34	110	2,8	—
1250 (4)	"	46	184	3,6	—
1247 (4)	Трахиты (с плагиоклазом)	41	98	2,9	—
1252 (7)	"	58	126	3,3	—
4015/7a	Латиты	49	104	2,9	—
4017/27	"	57	86	3,0	—
1246 (4)	Трахитовые пирокласты	41	62	3,6	—
1248 (5)	"	14	75,4	2,7	—
1270 (2)	"	48	105	3,5	—
4002	Кварцевые сиенит-порфиры	64	79	3,8	—
1271 (2)	"	62	76	3,1	—
4004/11	Кварцевые сиениты	43	52,5	2,7	—
4004/12	"	48	62	2,0	—
4003	Эруптивные брекчи	50	158	2,7	—
1158 (3)	"	28	68	—	—
4004	Карбонатиты	35,6	—	7,2	—
4004/17	"	18	—	7,6	—
1167 (11)	"	18	58	2,6	—
1168 (8)	"	150	75	4,7	—
1169 (3)	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	130	98	—	—
4004/15	Магнетит-апатитовые породы	210	2400	11,4	—
4004/19	"	48	1290	9,8	—

практически не содержащие рубидия, но резко обогащенные литием (до 144 г/т) и цезием (до 46 г/т). Апатитовые породы тела Апатитового весьма бедны редкими щелочными элементами. В них не обнаружен рубидий, выявлены следы цезия, а среднее содержание лития равно 6 г/т. Аналогичны концентрации рубидия и цезия в целестин-флюорит-магнетит-апатитовых породах, но последние выделяются высокими количествами лития (до 150 г/т).

Карбонатиты и другие породы карбонатитовой серии обычно очень бедны рубидием, литием и цезием. Однако обнаружены разности карбонатитов, в которых определено до 260 г/т Li и до 138 г/т Rb. Обогащенность карбонатитов рубидием, видимо, связана с присутствием в них значительных количеств калиевого полевого шпата.

Стронций, барий. Среди эффузивных пород наиболее богаты этими элементами меланократовые щелочные эффузивы. Устанавливается большая степень концентрирования стронция и бария в мелалейцититах по сравнению с меланефелинитами. В последних в среднем содержится 8050 г/т Sr и 7310 г/т Ba, тогда как в мелалейцититах средние количества стронция и бария соответственно равны 10 900 и 10 100 г/т. В то же время средние величины стронций-бариевого отношения в этих типах меланократовых щелочных эффузивов практически одинаковые — 1,10 для меланефелинитов и 1,08 для мелалейцититов.

В феолитах присутствует заметно меньше стронция и бария (см. табл. 5, 7). По среднему содержанию бария к ним очень близки субщелочные трахиты и лейкотрахиты, однако последние в меньшей степени концентрируют стронций и характеризуются меньшей величиной стронций-бариевого отношения (соответственно Sr/Ba = 1,61 и

Таблица 12

**Содержание редкоземельных элементов и иттрия (в г/т)
в породах позднемезозойских щелочных комплексов**

Номер пробы	Комплекс, порода	La	Ce	Pr	Nd
1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1897	Нефелиновые мелалейцититы—меланефелиниты	395	650	~35	385
1880/1	То же	380	660	~40	380
1880/2	"	340	650	~40	400
1880/3	"	370	600	~40	410
1880/4	"	290	520	—	250
1948	"	290	520	~30	250
1978	"	430	720	~50	450
1980	"	440	700	~50	330
1960/28	Фонолит	360	610	~60	230
1870	Субщелочные трахит-лейкотрахиты	200	340	40	150
1871	То же	250	410	~30	200
1873	"	240	400	60	190
1984	"	180	330	50	140
4148/1	"	200	430	~60	190
820 (3)	"	220	335	50	200
821 (6)	"	200	315	40	130
823 (3)	"	160	320	32	170
824 (3)	"	270	390	49	170
830 (4)	"	250	385	43	150
842 (4)	"	300	450	58	245
848 (4)	"	235	400	42	150
850 (3)	"	200	310	32	140
851 (4)	"	190	310	32	140
829 (8)	Трахитовые пирокласты	320	470	60	230
1872	"	200	360	~30	170
1983	Известково-щелочные трахиты	270	360	—	160
4148/2	"	180	200	—	120
4148/3	"	170	200	~40	120
4148/4	"	180	240	29	110
4148/7	"	130	180	—	100
4148/8	"	150	250	—	140
4148/6	Нефелинсодержащий трахит	210	270	~50	130
1981	Латиты	130	250	~30	98
1982	"	160	250	—	140
1914	Трахидациты—трахириодациты	160	300	28	120
1915	"	180	310	35	140
1916	"	170	290	44	145
852 (2)	Стекла трахириодацита	1100	1200	100	390
1979	Нефелиновые сиениты	210	330	~40	170
1882	"	280	380	~30	200
1895	Щелочные и субщелочные сиениты и лейкосиениты	200	320	60	180
826 (4)	То же	260	350	37	170
827 (2)	"	200	330	35	150
828 (3)	"	270	410	58	180
825 (5)	Карбонатно-силикатные пирокласты	230	295	59	210
838 (4)	Эруптивные брекчии из минерализованных зон	370	680	120	240
841 (3)	То же	1200	2000	410	630
879 (4)	"	4900	8100	950	2200
882 (10)	"	1400	2400	455	825
883 (11)	"	650	1000	240	220
1910	Карбонатиты	550	700	—	340
1876	"	3000	3950	640	1200
1877	"	5900	4850	660	1120

Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	TR + Y
7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>								
54	10,8	~5	—	—	~5	2,5	49	1591,3
54	9,5	~5	—	—	~5	3,1	58	1594,6
51	9,8	—	—	—	—	3,8	61	1555,6
58	10,0	—	—	—	—	3,0	59	1550,0
37	10,0	—	—	—	—	2,8	68	1177,8
49	8,3	—	—	—	6	2,7	62	1218,0
53	10,0	—	—	—	5	2,9	62	1782,9
34	12,0	—	—	—	—	3,7	68	1637,7
33	10,0	4	—	—	5	4,3	64	1380,3
19	2,9	4	—	—	5	2,6	46	809,5
29	4,0	—	—	—	5	2,0	46	976,0
23	5,5	4	—	—	5	2,7	46	976,2
19	5,4	—	—	—	4	2,5	40	770,9
27	4,7	—	—	—	—	4,0	44	959,7
22	3,4	13	10	—	5,9	3,0	49	911,3
19	4,4	11	9	—	~5	2,1	35	770,5
21	3,1	13	10	—	5	2,8	43	779,9
27	4,5	11	10	—	4,7	2,7	42	980,9
26	4,7	—	—	—	—	2,8	34	895,5
26	3,9	17	10	—	6,4	2,1	62	1180,4
26	3,0	13	10	—	5,3	2,1	44	930,4
25	5,3	9	11	—	—	2,5	51	785,8
22	4,0	13	11	—	4,8	2,0	53	781,8
39	7,5	16	~8	—	5,5	2,5	42	1200,5
21	3,3	—	—	—	5	1,4	43	833,7
37	6,5	—	—	—	—	1,4	29	863,9
25	5,4	—	—	—	—	1,7	24	556,1
23	7,0	—	—	—	—	1,8	22	583,8
22	3,3	—	—	—	—	1,8	24	610,1
27	5,5	—	—	—	—	1,5	17	461,0
15	3,4	—	—	—	—	1,7	27	587,1
20	5,8	—	—	—	—	1,7	24	711,5
18	4,8	—	—	—	—	1,3	30	662,1
24	5,0	—	—	—	—	1,3	27	607,3
17	1,2	10	9	—	5,9	3,9	48	703,0
19	1,7	12	10	—	5,1	3,4	50	766,2
28	1,5	17	12	—	5,0	4,6	43	760,1
46	7,6	12	12	—	8,0	5,7	91	2972,3
25	7,0	—	—	—	3,0	2,2	42	829,2
34	6,2	3	—	—	5,0	2,1	47	977,3
24	6,2	3	—	—	4,0	2,6	43	872,8
22	3,9	18	10	—	4,6	2,2	40	887,7
22	4,3	11	9	—	6,0	2,6	40	809,9
26	6,4	12	11	—	~5,0	2,9	49	1030,3
18	4,8	8	—	—	6,9	2,2	30	863,9
14	6,0	—	—	—	—	2,4	38	1470,4
43	14	35	20	3	15	6,7	110	4486,7
235	44	120	50	8	45	16	420	17088,0
67	15	43	22	3	20	7,5	130	5387,5
17	9	—	—	—	—	3,0	67	2206,0
33	13,8	—	—	2	—	4,5	79	1722,3
105	50	—	—	—	—	5,8	160	9110,8
97	21	—	19	5,5	—	7,5	260	12940,0

Т а б л и ц а 12 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
834 (11)	Карбонатиты	2000	2200	~250	500
1881/6	"	3550	3100	575	1150
1128 (5)	"	4200	3700	~700	1000
1129 (9)	"	1400	1500	~500	900
1130 (6)	"	4000	4000	~600	1200
1131 (5)	"	2700	2300	~700	1200
1132 (2)	"	3900	3300	~400	700
1133 (8)	"	4000	2600	~600	700
1134 (2)	"	2000	3000	~300	500
1145 (2)	"	440	680	~80	70
1891	Флюоритовые породы	5500	3600	400	780
877 (4)	"	4600	4900	480	1500
1139 (3)	"	5000	4300	250	1000
1140 (7)	"	13000	11000	1000	2600
1883	Кварцевые породы	3100	3000	500	520
1890	"	7800	8200	1050	2400
1892	"	1200	1300	300	340
1136 (3)	"	1300	1100	~120	320
1137 (3)	"	2000	1300	—	180
1138 (3)	"	3200	2500	150	340
1893	Карбонатно-флюорит-целестиновые породы	6900	8700	1000	1750
884 (3)	То же	2100	4500	620	1650
1896	Магнетит-апатитовые породы (жилы)	9800	20000	3700	8500
1886	То же	4300	9000	1400	4200
880 (4)	"	9600	18000	2500	6700
836а (8)	"	4000	8800	1000	3700
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	25000	40000	5500	13000
1905	То же	33000	66000	7800	23000
1901/1	"	16000	21500	2900	8450
1901/2	"	16000	20000	3000	7500
1901/3	"	12000	16000	2200	5500
1901/4	"	15000	23000	3100	6500
1901/5	"	14000	20000	2500	5800
1901/6	"	16000	22000	3000	7000
1901/7	"	33000	50000	6050	18300
1901/9	"	43000	56000	6200	17500
1907	Магнетитовые породы (тело Апатитовое)	30	120	—	50
1920	То же	1800	5000	600	1500
1898	Флюорит-целестин-апатитовые породы	6600	14000	2500	6500
875 (10)	То же	6800	10000	1400	4100
876 (13)	"	7800	11000	1700	4100
878 (3)	"	6900	13000	1700	3700
887 (5)	Измененные апатитовые породы (тело Апатитовое)	18000	25000	3500	8000
1885	Кварц-карбонатно-апатитовые породы	4000	7500	1000	3100
836 (5)	То же	3500	6000	720	2200
881 (5)	"	3300	6200	820	2300
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
847 (2)	Субщелочные лейкотрахиты	230	340	32	150
844 (8)	Нефелинсодержащие известняково-щелочные снгиты	230	340	39	205
845 (5)	То же	170	230	30	135

7	8	9	10	11	12	13	14	15
---	---	---	----	----	----	----	----	----

Комплекс Мушугай-Худук

60	15	20	20	6	—	3,6	100	5174,6
125	45	37	26	11	—	6,1	150	8775,1
60	50	—	—	—	—	5,0	120	9835,0
100	30	—	—	—	—	2,5	60	4492,5
200	50	—	—	—	—	6,8	160	10216,8
100	35	—	—	—	—	4,7	110	7149,7
80	30	24	20	5	12,5	4,7	110	8586,2
150	35	—	—	—	—	3,0	87	8175,0
50	20	—	—	—	—	6,0	110	5986,0
20	10	—	—	—	—	2,2	38	1340,2
160	25	—	—	—	—	7,8	122	10594,8
100	36	—	—	—	—	3,0	500	12146,0
70	20	27	28	4	—	5,0	150	10854,0
200	70	94	85	10	20	15	320	28414,0
35	16	10	15	2	—	1,2	120	7319,2
210	37	100	40	9	35	12,0	470	20363,0
27	11	15	10	3	15	3,2	120	3344,2
40	13	—	—	—	—	4,5	80	2977,5
15	10	—	—	—	—	1,5	37	3533,5
40	13	—	—	—	—	3,0	95	6341,0
109	30	80	30	6	29	9,0	357	19000,0
135	37	90	45	—	35	12,0	300	9524,0
1300	270	470	270	38	130	100	2000	46578,0
730	80	420	250	32	100	76	1000	21588,0
720	100	400	170	30	95	90	1200	39505,0
590	70	320	170	24	85	66	710	19535,0
1600	350	650	350	65	120	85	2800	89520,0
2500	460	1200	530	110	230	210	4000	139040,0
810	250	395	185	38	140	50	1300	52018,0
830	170	460	200	36	140	60	1100	49496,0
630	110	420	170	32	140	60	950	38212,0
900	160	370	170	28	140	48	955	50371,0
720	110	400	170	32	150	59	950	45041,0
900	250	360	150	32	140	58	1000	50890,0
1350	425	580	275	68	250	89	2000	112387,0
1750	560	730	305	78	225	106	2350	128804,0
28	—	—	—	—	—	9	—	237,0
250	—	—	—	—	—	240	—	9390,0
1000	140	370	190	29	90	80	1300	32799,0
450	78	255	110	18	55	36	790	24092,0
550	110	280	100	13	35	24	700	26412,0
500	88	265	115	22	68	38	700	27096,0
1000	140	430	170	32	76	68	1200	57616,0
580	83	300	180	27	90	62	800	17722,0
270	56	140	80	14	46	26	420	13472,0
310	32	160	65	—	40	25	340	13602,0

Комплекс Баян-Хушу

21	2,8	12	9	—	~5	2,8	35	839,6
27	7,3	—	11	—	—	2,0	40	901,3
21	2,7	8	—	—	—	2,4	28	627,1

Таблица 12 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
846 (3)	Магнетитовая порода	180	330	46	100
1173 (2)	Карбонатиты	1900	1500	~350	370
1170 (4)	Флюорит-барит-целестиновые породы	15000	11000	1500	1600
1171 (6)	Кварцевые породы	2700	3000	250	510
1172 (6)	"	5000	4500	~600	1000
<i>Комплекс Хэцун-Тэг</i>					
4045	Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	160	370	—	110
1317 (6)	То же	160	320	—	110
1319 (3)	Нефелинсодержащие трахиты	220	410	—	120
1318 (10)	Трахитовые пирокласты	250	310	—	120
1472 (2)	Включения в трахитовых пироксенах	120	130	—	—
4128	Магнетит-апатитовые породы	23000	31000	2600	9000
1473 (2)	(включения в пирокластах)	13000	18000	1600	5800
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>					
4132	Латиты	200	270	~40	110
1479 (3)	"	150	200	~45	87
<i>Цогт-Обинский массив</i>					
4014	Монциты и лейкомонциты	93	150	~40	87
1330 (4)	"	100	125	—	71
1329 (5)	Карбонатиты	47	120	—	33
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>					
1326 (5)	Латиты	120	160	—	94
1327 (3)	"	130	160	—	98
<i>Улугейский комплекс</i>					
4017/18	Нефелинсодержащие трахиты	71	130	—	82
1244 (4)	"	100	140	—	75
1245 (5)	"	130	160	—	100
1249 (9)	"	90	120	—	89
1250 (4)	"	110	120	—	110
1156 (3)	"	90	130	—	79
1160 (3)	"	78	100	—	57
4009	Известково-щелочные трахиты	92	140	—	72
1247 (4)	"	95	110	—	100
1252 (7)	"	110	140	—	110
1155 (6)	"	110	150	—	100
1157 (3)	"	120	160	~30	100
1159 (3)	"	90	120	~30	63
1161 (3)	"	90	120	—	68
1162 (2)	Трахитовые пирокласты	80	140	—	71
1246 (4)	"	71	89	~20	41
1248 (5)	"	40	79	~15	34
1164a (4)	Нефелиновые сиениты	100	130	—	90
1164b (7)	Известково-щелочные сиениты	75	110	—	62
1'65 (3)	Монциты	95	110	~30	62
4002	Кварцевые сиенит-порфиры	92	140	~30	53
1163 (3)	"	140	160	~10	71
1166 (4)	Кварцевые сиениты	74	94	~20	52
4004/11	"	39	66	~10	21
4003	Эруптивные брекчи	200	210	—	76
1158 (3)	"	100	130	—	100
4004	Карбонатиты	630	780	—	180
1167 (11)	"	230	290	~70	130
1168 (8)	"	950	1200	~400	660
4004/15	Апатит-магнетитовые породы	420	540	—	260
4004/19	"	830	1800	—	710
1169 (3)	Халцедон-карбонатно-апатитовая порода	2700	3900	350	1000

	7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>									
28	—	—	—	—	—	—	—	27	711,0
40	20	—	—	—	—	—	3,0	70	4253,0
200	70	57	28	6	—	—	4,7	140	29605,7
50	23	16	17	3	—	—	1,6	55	6625,6
80	40	34	25	6	—	—	3,0	110	11398,0
<i>Комплекс Хэцун-Тэг</i>									
20	4,3	—	—	—	—	—	2,8	30	697,1
19	3,8	—	—	—	—	—	3,2	22	638,0
20	6,3	—	—	—	—	—	2,7	25	804,0
24	5,9	—	—	—	—	—	2,6	35	748,0
30	3	—	—	—	—	—	2,4	28	313,4
1000	310	700	360	60	130	—	110	1300	69570,0*
900	220	500	270	37	130	—	80	950	41487,0**
<i>Комплекс Дурбент-Дориту</i>									
21	4,3	—	—	—	—	—	1,9	23	670,2
13	3,0	—	—	—	—	—	1,4	20	519,4
<i>Цогт-Обинский массив</i>									
27	3,0	—	—	—	—	—	2,8	28	430,8
8	1,9	—	—	—	—	—	2,5	23	331,0
16	—	—	—	—	—	—	1,2	23	240,0
<i>Комплекс Хавтагай-Ула</i>									
15	3,8	—	—	—	—	—	1,0	15	409,0
10	3,4	—	—	—	—	—	1,6	22	425,0
<i>Улугейский комплекс</i>									
20	4,5	—	—	—	—	—	1,8	20	329,3
25	4,8	—	—	—	—	—	1,1	18	363,9
9	4,1	—	—	—	—	—	1,4	19	423,5
7	4,0	—	—	—	—	—	1,1	20	331,1
13	3,6	—	—	—	—	—	1,5	25	483,1
10	3,6	—	—	—	—	—	1,0	18	331,6
6	2,8	—	—	—	—	—	0,9	16	260,7
12	3,5	—	—	—	—	—	2,0	19	340,5
6	3,6	—	—	—	—	—	1,0	18	333,6
10	3,7	—	—	—	—	—	1,5	21	396,2
7	5,2	—	—	—	—	—	1,1	20	393,3
5	2,0	~9	~15	—	—	—	1,1	20	462,1
10	3,0	—	—	—	—	—	0,8	11	327,8
10	4,7	—	—	—	—	—	0,7	16	309,4
13	1,9	—	—	—	—	—	0,7	16	322,6
14	1,5	—	—	—	—	—	2,7	28	267,2
6	2,0	—	—	—	—	—	3,6	40	219,6
10	3,4	—	—	—	—	—	1,8	22	357,2
6	2,9	—	—	—	—	—	1,3	18	275,2
8	3,1	—	—	—	—	—	1,2	18	327,3
13	1,6	—	—	—	—	—	2,3	18	349,9
11	4,0	~15	~15	—	—	—	3,0	34	463,0
10	2,5	~10	~10	—	—	—	1,2	14	287,7
7	—	—	—	—	—	—	1,4	8,5	152,9
11	8,3	—	—	—	—	—	1,9	27	534,2
20	3,7	—	—	—	—	—	0,9	18	372,6
30	7,2	—	—	—	—	—	0,5	33	1660,7
24	10,0	—	—	—	—	—	0,8	28	782,8
90	36	—	—	—	—	—	4,0	85	3425,0
25	15	—	—	—	—	—	7,6	60	1327,6
130	34	—	—	—	—	—	13,6	150	3667,0
90	40	47	25	5	—	—	6,8	140	8303,8

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4	5	6
<i>Лугингольский массив</i>					
1374	Лейцитифиры	220	390	40	140
1375	"	180	290	30	140
1260	Тингуаиты	150	210	20	110
1059/2	"	120	200	—	100
1256	Нефелинсодержащий сиенит	92	140	—	56
1257	Псевдолейцитсодержащий сиенит	140	250	30	120
1364	Нефелиновое габбро	120	240	—	83

* Порода содержит также 35 г/т Tu.
 ** То же, 30 г/т Tu.

1,09). Среди эффузивных пород самые низкие количества стронция (в среднем 580 г/т) и бария (в среднем 567 г/т) установлены в трахидацит-трахириодацитах.

Трахит-латиты по уровню содержания стронция близки к субщелочным трахитам и лейкотрахитам, но отличаются от последних повышенными концентрациями бария (см. табл. 5, 7). Трахит-латиты характеризуются преобладанием бария над стронцием (в среднем $Sr/Ba = 0,76$).

Среди интрузивных пород наиболее богаты стронцием и барием шонкинит-порфиры и родственные им мезолитовые щелочные сиениты. Нефелиновые сиениты по среднему содержанию стронция весьма близки к феолитам, но отличаются от них несколько большим концентрированием бария и меньшей средней величиной стронций-бариевого отношения. Субщелочные и щелочные сиениты и лейкосиениты беднее стронцием и барием, чем нефелиновые сиениты. По всем параметрам распределения этих элементов они близки к своим эффузивным аналогам — субщелочным трахитам и лейкотрахитам (см. табл. 5, 7). Наименьшие количества стронция и бария установлены в кварцевых сиенит-порфирах.

Меланефелиновые пирокласты по среднему содержанию стронция сопоставимы с нефелиновыми мелалейцититами, но по сравнению как с последними, так и с меланефелинитами характеризуются пониженными концентрациями бария и заметно большей величиной стронций-бариевого отношения, в среднем равной 1,74. Трахитовые пирокласты отличаются от субщелочных трахитов и лейкотрахитов меньшими содержаниями стронция, большими содержаниями бария и очень низкой величиной стронций-бариевого отношения, в среднем равной 0,16. Существенное накопление бария относительно стронция фиксируется и в случае эруптивных брекчий ($Sr/Ba = 0,42$). В то же время карбонатно-силикатные пирокласты, напротив, обогащены стронцием относительно бария (в среднем $Sr/Ba = 1,35$).

Рудоносные породы характеризуются значительными вариациями концентраций стронция и бария. В жильных магнетит-апатитовых породах обнаружено 0,13—3,88% Sr и 0,34—3,64% Ba (см. табл. 8). Апатитовые породы тела Апатитового, содержащие до 5,8% Sr и 6,1% Ba, в среднем более богаты этими элементами (см. табл. 5). Весьма обогащены стронцием флюорит-целестин-магнетит-апатитовые породы, в которых обнаружено до 17,1% Sr (в среднем 14,2%). Эти породы содержат также много бария (до 2,9%). В карбонатах и других образованиях карбонатитовой серии концентрирование стронция умеренное (до 1,7% во флюоритовых породах), но они нередко значительно обогащены барием (в %): до 7,4 — в карбонатах, до 13,3 — во флюоритовых породах, до 12,6 — в породах сильно силифицированных. В целом породы карбонатитовой серии определяются значительным преобладанием бария над стронцием (см. табл. 5).

Н и о б и й, т а н т а л. В меланократовых щелочных эффузивах установлено до 34,3 г/т Nb и до 2 г/т Ta при средней величине ниобий-танталового отношения, равной 19,2. При этом танталом и особенно ниобием (в среднем 30 г/т) богаче меланефелиниты, тогда как мелалейцититы в среднем концентрируют 15 г/т Nb (см. табл. 5, 9). В заметно больших количествах ниобий (в среднем 70 г/т) накапливается в феолитах, для которых $Nb/Ta = 100$. Субщелочные трахиты и лейкотрахиты характеризуются довольно широкими вариациями концентраций ниобия и тантала (см. табл. 9). В сред-

7	8	9	10	11	12	13	14	15
<i>Лугингольский массив</i>								
17	3,2	4	—	—	—	2,3	31	847,5
19	2,8	15	10	—	5	2,3	58	752,1
20	4,4	—	—	—	5	3,7	57	580,1
16	5,5	—	—	—	5	2,9	50	499,4
11	2,9	—	—	—	—	2,1	25	329,0
19	4,1	4	—	—	3	4,2	46	620,3
25	2,3	—	—	—	—	2,7	42	515,0

нем они близки к меланократовым щелочным эффузивам, но в последних фиксируется более низкая максимальная концентрация ниобия. По этому параметру (56 г/т) с субщелочными трахитами и лейкотрахитами сопоставимы трахидациты — трахириодациты (56,6 г/т), но в них минимальная концентрация ниобия составляет 37 г/т, выше среднее содержание и величина ниобий-танталового отношения в среднем равна 32,8. Эффузивы трахит-латитовой толщи по сравнению с фонолитами и субщелочными трахит-лейкотрахитами несколько богаче танталом, но заметно обеднены ниобием. По средним концентрациями этих элементов и величине ниобий-танталового отношения (14,2) трахит-латиты сопоставимы с нефелиновыми мелалейцититами.

Шонкинит-порфиры в среднем содержат 20 г/т Nb и 0,9 г/т Ta при величине ниобий-танталового отношения, равной 22,2. Практически теми же параметрами определяются мезолитовые щелочные сиениты. К этим породам по среднему количеству ниобия очень близки нефелиновые сиениты, однако последние богаче танталом ($Nb/Ta = 15,4$). Сиениты заметно обогащены ниобием по сравнению с предыдущими типами интрузивных пород, а также по сравнению с их эффузивными аналогами. В то же время количество тантала в рассматриваемых породах близкое или одинаковое, но сиениты характеризуются большей величиной отношения $Nb/Ta = 32,7$. Несколько выше величина этого отношения в кварцевых сиенит-порфирах (34,5), по средним содержаниям ниобия и тантала они весьма близки к сиенитам, но концентрируют меньшие количества этих элементов, чем трахидациты — трахириодациты (см. табл. 5).

Меланефелинитовые пирокласты по средним содержаниям ниобия и тантала и величине ниобий-танталового отношения близки к среднему составу меланократовых щелочных эффузивов. Также сопоставимы по средним содержаниям ниобия и тантала субщелочные трахит-лейкотрахиты и их пирокласты. Однако последние несколько обогащены ниобием относительно тантала и по средней величине ниобий-танталового отношения располагаются ближе к трахидацитам—трахириодацитам. Эруптивные брекчии и карбонатно-силикатные пирокласты сопоставимы по средним содержаниям ниобия и тантала. От трахитовых пирокластов и трахит-лейкотрахитов они отличаются несколько меньшими средними количествами ниобия и меньшей величиной ниобий-танталового отношения.

Рудоносные породы даже по сравнению с щелочными силикатными породами и их пирокластами заметно обеднены ниобием, а нередко и танталом. В среднем в различных типах рудоносных образований содержится 2–20 г/т Nb и 0,2–2,2 г/т Ta (при $Nb/Ta = 2,2–4,0$). В карбонатах установлено 1,4–8,3 г/т Nb и до 0,7 г/т Ta. Максимальные количества ниобия выявлены в флюоритовых породах (43,4 г/т), в среднем содержащих 20 г/т Nb.

Ц и р к о н и й, г а ф н и й. Меланократовые щелочные эффузивы довольно широко варьируют по содержанию циркония (380–800 г/т), в меньшей степени — по содержанию гафния (6,0–9,1 г/т). При этом в большей степени концентрируют рассматриваемые элементы нефелиновые мелалейцититы, в которых установлено 635–800 г/т Zr (в среднем 697 г/т) и 8,7–9,1 г/т Hf (в среднем 9 г/т) при $Zr/Hf = 77,4$. В меланефелинитах фиксируется 380–635 г/т Zr (в среднем 402 г/т) и 6,0–7,0 г/т Hf (в среднем 6,7 г/т) при $Zr/Hf = 60$. По средним величинам рассматриваемых параметров к нефелиновым мелалейцититам близки шонкинит-порфиры, а по величине цирконий-гафниево-

го отношения — фонолиты. Однако последние по средним концентрациям циркония и гафния сопоставимы с меланефелинитами (см. табл. 5, 9).

Субщелочные трахиты и лейкотрахиты содержат до 1165 г/т Zr и до 15 г/т Hf, в среднем они значительно богаче этими элементами, чем фонолиты и меланефелиниты, но сравнимы в этом отношении с нефелиновыми мелалейцититами, а также со своими интрузивными аналогами — субщелочными и щелочными сиенитами и лейкосиенитами (см. табл. 5, 9). Трахидациты—трахириодациты по максимальным количествам циркония и гафния близки к субщелочным трахит-лейкотрахитам и их интрузивным аналогам, но характеризуются более высокими минимальными концентрациями этих элементов и наиболее высоким средним содержанием циркония и гафния. Однако кварцевые сиенит-порфиры оказываются заметно беднее своих эффузивных аналогов цирконием и при близких средних количествах гафния отличаются от последних пониженной величиной цирконий-гафниевого отношения.

Трахит-латиты поздних покровов по средним содержаниям циркония, гафния и величине цирконий-гафниевого отношения практически идентичны нефелиновым мелалейцититам. В определенной мере они сопоставимы и с субщелочными трахит-лейкотрахитами (см. табл. 5), отличаясь от последних несколько большим средним содержанием циркония и меньшим — гафния.

Меланефелинитовые пирокласты по рассматриваемым параметрам сопоставимы с меланефелинитами, отличаясь от последних меньшей концентрацией циркония и более низкой величиной цирконий-гафниевого отношения. Трахитовые пирокласты, напротив, оказываются богаче субщелочных трахит-лейкотрахитов цирконием, а также гафнием и цирконием относительно гафния. По сравнению с трахитовыми пирокластами пониженное количество циркония и гафния устанавливается в карбонатно-силикатных пирокластах и эруптивных брекчиях.

Рудоносные породы беднее гафнием и особенно цирконием по отношению к магматическим силикатным породам. Это относится в основном к магнетит-апатитовым, апатитовым, флюорит-целестин-апатитовым породам, содержащим не более 110 г/т Zr и 4 г/т Hf, а также к породам, обогащенным кварцем (см. табл. 5, 9). В карбонатах обнаружено 71–390 г/т Zr (в среднем 218 г/т) и до 4,4 г/т Hf (в среднем 2,9 г/т). Среди рудоносных пород наиболее значительные концентрации циркония (до 1041 г/т, в среднем 404 г/т) и гафния (до 10,2 г/т, в среднем 4,4 г/т) выявлены во флюоритовых породах. Однако они характеризуются весьма значительными вариациями содержаний рассматриваемых элементов (см. табл. 9).

К о б а л ь т, н и к е л ь, х р о м, в а н а д и й. Среди эффузивных пород наиболее богаты элементами группы железа меланократовые щелочные эффузивы (см. табл. 5, 10). Между различными петрографическими типами последних не устанавливается заметных отличий в содержаниях кобальта и ванадия. Мелалейцититы и относительно богатые лейцитом меланефелиниты (из верхней части нижнего слоя толщи MZ_2tr_2) богаче никелем, хромом, чем обычные меланефелиниты. В первых из них содержится 130–160 г/т Ni (в среднем 143 г/т) и 160–300 г/т Cr (в среднем 223 г/т), а в меланефелинитах — 32–48 г/т Ni (в среднем 40 г/т) и 17–33 г/т Cr (в среднем 26 г/т). Субщелочные трахиты и лейкотрахиты и трахидациты—трахириодациты обеднены элементами группы железа даже по сравнению с меланефелинитами, причем трахидациты—трахириодациты характеризуются минимальными количествами этих элементов среди эффузивов комплекса Мушугай-Худук. Содержание элементов группы железа закономерно понижается в ряду пород шонкинит-порфиры — субщелочные и щелочные сиениты — кварцевые сиенит-порфиры.

Трахит-латиты заметно богаче элементами группы железа по сравнению с субщелочными трахитами и лейкотрахитами. Для них также характерны высокие концентрации никеля и хрома, значительно большие, чем в меланефелинитах (см. табл. 5).

Трахитовые пирокласты по средним содержаниям элементов группы железа близки к субщелочным трахитам и лейкотрахитам. Карбонатно-силикатные пирокласты по сравнению с этими типами пород несколько беднее кобальтом, хромом и ванадием. Широкие вариации концентраций элементов группы железа фиксируются в эруптивных брекчиях. По минимальным содержаниям этих элементов они сопоставимы с субщелочными трахит-лейкотрахитами и сиенитами, а по максимальным — с меланократовыми щелочными эффузивами (см. табл. 10).

Среди рудоносных образований существенные концентрации элементов группы железа устанавливаются в породах, обогащенных апатитом и магнетитом. Максимально 120

Рис. 31. Спектры редкоземельных элементов в породах и апатитах щелочных комплексов Южной Монголии

а — меланефелиниты — мелалейцититы; *б* — субщелочные трахиты; *в* — трахириодациты; *г* — кислые стекла; *д* — магнетит-апатитовые породы; *е* — апатит из вкрапленников трахитов; *ж* — апатит из вкрапленников трахириодацитов; *з* — апатит из магнетит-апатитовых пород

обогащены этими элементами анхимономинеральные магнетитовые породы тела Апатитового. Жильные магнетит-апатитовые породы богаче апатитовых пород тела Апатитового ванадием, но немного беднее кобальтом и никелем. Минимальные содержания хрома и кобальта среди апатитонесных пород установлены во флюорит-целестин-апатитовых породах. Карбонатиты содержат (в г/т): *Co* — 8,6, *Ni* — 10, *Cr* — 16, *V* — 100. По сравнению с ними обогащены ванадием и особенно кобальтом флюоритовые породы (см. табл. 5, 10).

С в и н е ц, ц и н к. Среди эффузивных пород наиболее богаты этими элементами меланефелиниты — мелалейцититы (см. табл. 5, 11). В субщелочных трахитах, лейкотрахитах и трахидацитах —

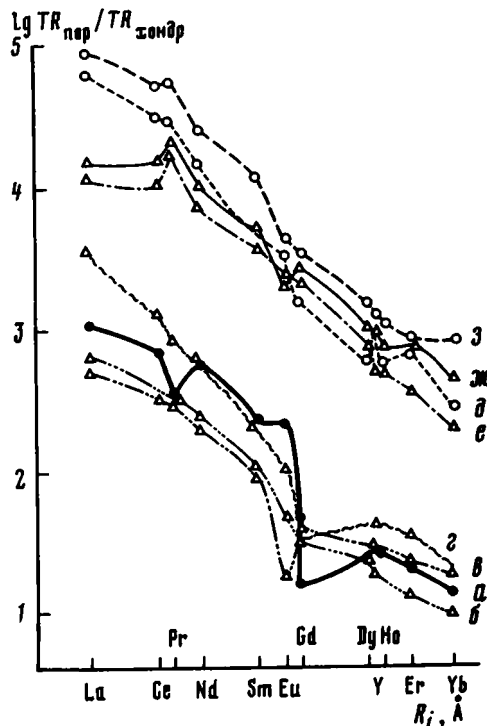
трахириодацитах свинца и цинка заметно меньше. Кислые эффузивы по максимальным концентрациям свинца и цинка уступают трахитам и лейкотрахитам, в определенной мере это касается и среднего содержания в них цинка. Средние содержания свинца в этих эффузивах одинаковые (71 г/т). В отличие от трахидацитов — трахириодацитов их стекла (из остатков жерл палеовулканов) концентрируют больше цинка и особенно свинца (380 г/т). Трахит-латиты по сравнению с эффузивами более ранних толщ характеризуются пониженными количествами цинка и свинца (см. табл. 5, 11).

Среди интрузивных пород наиболее обогащены свинцом и цинком кварцевые сиенит-порфиры, они содержат в среднем в 1,4 раза больше свинца и в 1,7 раза больше цинка, чем трахириодациты. Субщелочные и щелочные сиениты и лейкосиениты по уровням содержаний свинца и цинка и их средним концентрациям так же близки к своим эффузивным аналогам, как и мезолитовые щелочные сиениты.

Трахитовые пирокласты в среднем богаче свинцом и цинком, чем трахит-лейкотрахиты. С этими пирокластами по среднему содержанию цинка сопоставимы карбонатно-силикатные пирокласты, но последние концентрируют заметно меньше свинца. В эруптивных брекчиях выявляются значительные вариации в содержаниях свинца и цинка (см. табл. 11). По минимальным концентрациям этих элементов эруптивные брекчии сопоставимы с сиенитами и трахит-лейкотрахитами, но превосходят эти породы по максимальным и средним количествам свинца и цинка.

Среди пород, обогащенных апатитом, наиболее высокие содержания свинца и цинка присущи жильным магнетит-апатитовым породам. В меньших количествах эти элементы концентрируют апатитовые породы тела Апатитового. Промежуточное положение по среднему содержанию свинца (417 г/т) занимают флюорит-целестин-апатитовые породы, но среди рассматриваемых образований они наиболее бедны цинком. Максимальные количества цинка установлены в магнетитовых породах тела Апатитового — в среднем 1280 г/т при довольно низких концентрациях свинца (см. табл. 5, 11).

Карбонатиты и сопряженные с ними породы характеризуются широкими вариациями содержаний свинца и цинка. В карбонатитах присутствует до 1600 г/т *Pb* и до 315 г/т *Zn*, во флюоритовых породах — до 3500 г/т *Pb*, в среднем они богаче карбонатитов цинком и особенно свинцом. Большая часть изучавшихся кварцевых пород довольно бедна свинцом. Однако в комплексе Мушугай-Худук обнаружены своеобразные ярозит-кварцевые породы с церусситом, аномально обогащенные свинцом, содержание которого до 17%. Здесь же в участках силификации туфобрекчий выявлены породы, концентрирующие до 1% свинца. Кварцевые породы чрезвычайно богаты этим элементом, но бедны цинком (см. табл. 5).



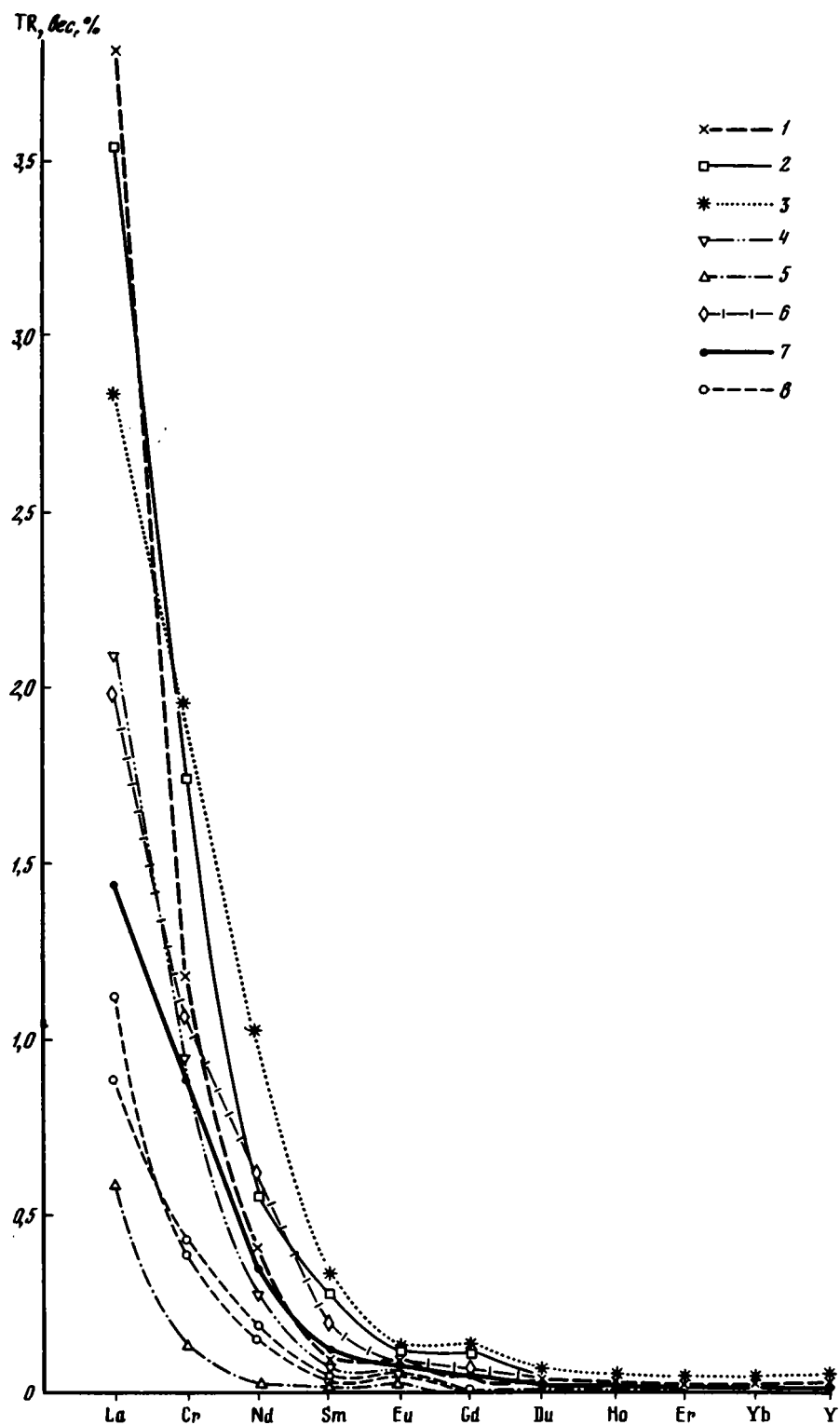


Рис. 32 Содержание редкоземельных элементов в рудоносных породах комплекса Мушугай-Худук

1—8 — рудоносные породы: 1 — флюоритовая, 2 — апатитовая (тело Апатитовое), 3 — магнетит-apatитовая, 4 — карбонатно-флюорит-целестиновая, 5 — кварцевая, 6 — флюорит-целестин-apatитовая, 7 — брекчия, 8 — карбонатит

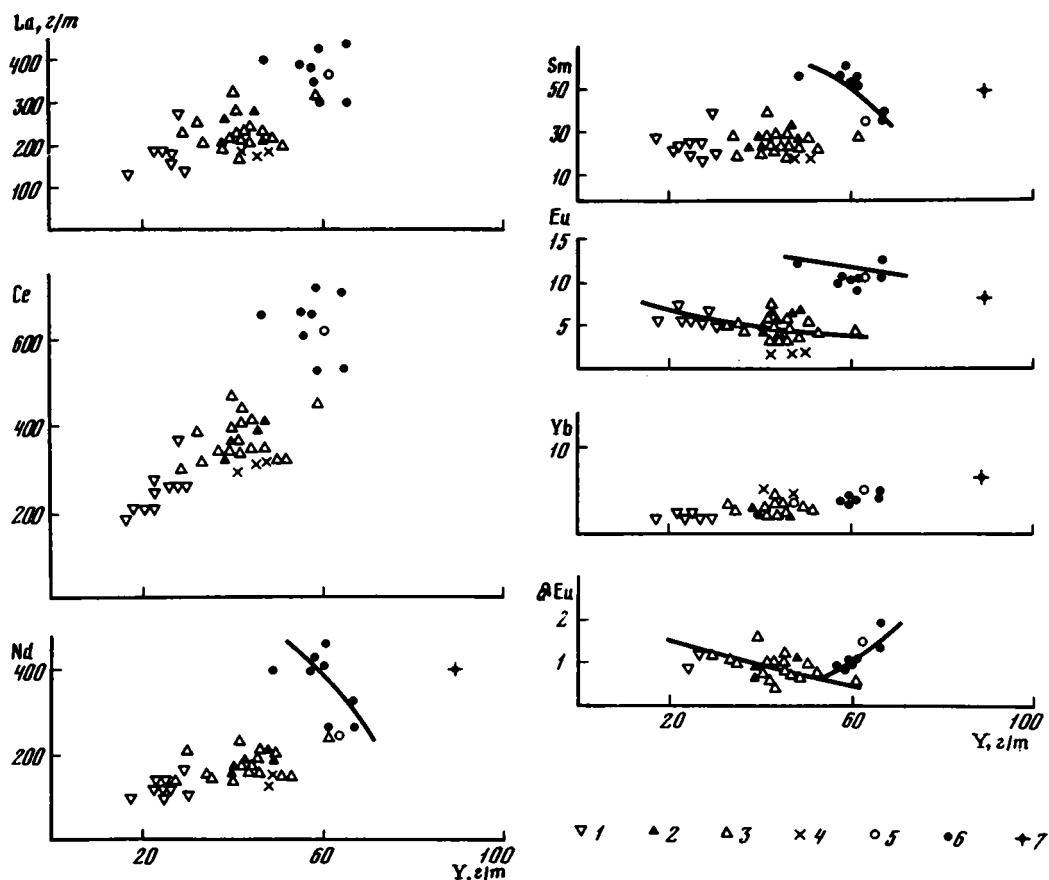


Рис. 33. Корреляционные связи между содержаниями р.э. и иттрия в породах комплекса Мушугай-Худук

1 — трахит-латиты; 2 — субщелочные и щелочные сиениты; 3 — субщелочные трахиты и лейко-трахиты; 4 — трахириодациты; 5 — калиевые фоновиты; 6 — меланефелиниты — мелалейцититы; 7 — стекла трахириодацитов

О л о в о. В большинстве пород комплекса Мушугай-Худук установлены близкие средние содержания олова — 2,6—4,6 г/т (см. табл. 5). Максимальные концентрации олова составляют (в г/т): в субщелочных трахит-лейкотрахитах — 4,7, в трахириодацитах — 3,4, в сиенитах — 4,1, в эруптивных брекчиях — 5,8, в апатитовых породах — 4, в карбонатитах — 6,6 (см. табл. 11). Более значительное накопление олова фиксируется в жильных магнетит-apatитовых породах, в среднем 13,8 г/т Sn, и особенно в магнетитовых породах тела Апатитового, содержащих в среднем 28 г/т Sn. Это позволяет предположить, что основным минералом-концентратором олова здесь является магнетит.

Редкоземельные элементы (р.э.) и итрий. Содержания р.э. в породах щелочных комплексов, в том числе и комплекса Мушугай-Худук, приведены в табл. 12. Породы этого комплекса обогащены р.э., что вообще характерно для щелочно-карбонатитовых комплексов [48], включая и ассоциацию калиевых щелочных пород с карбонатитами [50]. Среди эффузивных пород комплекса Мушугай-Худук самые высокие концентрации р.э. отмечены в меланефелинитах — мелалейцититах. С повышением кремнекислотности щелочных пород средние содержания р.э. уменьшаются как в эффузивных, так и в интрузивных их разностях. По этому показателю рассматриваемые образования весьма близки к калиевым щелочным вулканитам Западного рифта Восточной Африки [12] и отличаются от натриевых вулканитов. Из этой зависимости выпадают трахит-латиты, которые беднее р.э., чем субщелочные трахит-лейкотрахиты. Наиболее высокие содержания этих элементов выявлены в апатитовых породах. Средние содержания р.э. в субщелочных трахит-лейкотрахитах и их интрузивных аналогах (сиенитах) близки. По сравнению с ними трахитовые пирокласты богаче р.э., еще вы-

Таблица 13

Содержание редкоземельных элементов и иттрия (в г/т)
в минералах и основных массах пород щелочных комплексов

Номер пробы	Комплекс, порода	Минерал, основная масса	La	Ce	Pr
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1870	Субщелочные трахиты	Апатит	4600	12000	2200
1873	"	"	3300	7400	2000
1901/32	Мегакрист из трахита	"	3100	6600	1600
1872а	Трахитовые пирокласты	"	3300	6400	1000
1872б	"	"	4000	6500	1500
1915	Трахирнодацит	"	5300	14000	2500
1882	Нефелиновый сиенит	"	5200	11000	2000
1895	Щелочной сиенит	"	5300	10000	1500
1887	Магнетит-апатитовые породы	"	5000	13000	2200
1886	"	"	5500	12000	1800
1888	"	"	5700	13000	2200
1896	"	"	6400	18000	3800
1901	"	"	25000	38000	6000
1903	"	"	9500	23000	4300
1899	Флюорит-целестин-апатитовые породы	"	12000	22000	3900
1898	То же	"	7800	19000	4900
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	11000	22000	4200
1885	То же	"	4500	10000	1300
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	"	20000	39000	4100
1905	То же	"	31000	55000	8500
1901/26	Мегакрист в апатитовой породе (Муш 1904)	"	6200	13000	3000
1876а	Карбонатиты	"	6700	14000	1900
1876б	"	"	10000	19000	4500
1916	Трахирнодацит	Санидин	45	82	—
1897	Меланефелинит	Слюда	13	—	—
1871	Субщелочной трахит	"	14	85	—
1913	Известково-щелочной трахит	"	22	—	—
1916	Трахирнодацит	"	58	130	—
1895	Щелочной сиенит	"	13	80	—
1886	Магнетит-апатитовые породы	"	23	90	—
1896	"	"	90	210	—
1903	"	"	63	170	—
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	78	150	—
1870	Субщелочной трахит	Основная масса	210	320	40
1871	"	"	160	260	25
1873	"	"	170	250	25
1874	"	"	160	240	30
1917	Известково-щелочной трахит	"	100	160	30
1914	Трахирнодацит	"	140	200	25
1915	"	"	130	140	20
1916	"	"	280	350	40
1908	Стекла трахирнодацита	"	230	350	50
1909	"	"	270	320	40
1884	Шонкинит-сиенит	"	190	240	50
1889	Щелочной сиенит	"	180	330	45
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
1946	Магнетитовая порода	Слюда	10	48	—
1947	Субщелочной трахит	Основная масса	230	340	40
<i>Улугейский комплекс</i>					
1976а	Трахит-латиты	Апатит	1600	2700	800
1976б	"	"	1400	2400	620

Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣTR+Y
----	----	----	----	----	----	----	----	---	-------

Комплекс Мушугай-Худук

5100	850	210	760	330	50	110	56	1500	27766
4000	680	170	500	190	25	60	32	650	19007
3100	470	170	470	200	29	68	38	750	16595
3000	450	90	360	160	20	50	35	700	15565
3900	630	210	450	170	22	45	27	690	18144
6200	1000	170	800	380	58	170	100	2000	32678
4100	560	150	450	170	25	60	30	900	24645
5300	790	130	600	260	40	100	57	1000	25077
5400	980	250	530	280	42	84	79	1200	29045
6200	900	150	830	380	63	170	110	2000	30103
5800	960	230	680	330	49	110	95	1400	30554
7500	1200	310	1000	430	68	160	110	2200	41178
15000	2400	400	1100	550	120	200	190	3200	92160
10000	1300	220	1000	450	75	170	110	1900	52025
10000	1400	330	880	440	83	120	110	1900	53163

8700	1400	320	1200	490	85	200	110	2800	46505
10000	1400	300	1000	440	68	170	110	2500	53188

4500	800	230	530	250	38	100	64	1200	23512
9500	1300	300	610	310	55	110	81	1400	76766

20000	3600	310	1300	650	100	210	270	3500	12440
5500	720	270	520	210	30	120	60	1200	37310

7000	1000	220	760	300	45	110	61	1500	33596
9000	1100	220	850	320	51	120	58	1700	46919
34	—	1,4	—	—	—	—	0,4	5,8	168,6
30	—	—	—	—	—	—	—	2,3	45,3
25	—	—	—	—	—	—	—	3,6	127,6
—	—	—	—	5	—	—	—	2,7	29,7
56	14	—	—	5	—	—	1,9	22	286,9
38	—	—	—	—	—	—	—	4,0	135,0
20	—	—	—	—	—	—	—	3,7	136,7
58	20	3	—	—	—	—	0,5	11,0	392,5
76	19	3	—	5	—	—	0,5	10,0	346,5
52	14	1	—	—	—	—	—	6,6	301,6

130	20	5,0	18	14	—	10	3,8	40	810,8
140	20	4,8	12	10	—	7	3,0	27	668,8
110	20	5,5	10	—	—	7	3,0	27	627,5
110	19	4,7	5	—	—	6	2,7	26	603,4
100	15	4,0	—	—	—	—	2,0	18	429,0
93	14	1,6	5	—	—	—	2,8	24	505,4
82	12	1,6	5	—	—	6	3,2	23	422,8
140	27	4,4	5	—	—	—	2,6	37	886,0
150	21	2,8	9	12	—	8	5,1	45	882,9
130	16	4,3	5	—	—	7	2,7	31	826,0
130	19	6,1	—	—	—	—	2,0	23	660,1
160	24	5,2	5	5	—	10	4,0	40	808,2

Комплекс Баян-Хушу

19	—	—	—	—	—	—	—	3,6	80,6
100	15	3,2	—	—	—	—	2,4	27	757,6

Улугейский комплекс

1300	170	62	100	50	6	20	12	230	7050,0
1500	180	62	100	50	7,5	25	12	205	6561,5

Таблица 13

Содержание редкоземельных элементов и иттрия (в г/т)
в минералах и основных массах пород щелочных комплексов

Номер пробы	Комплекс, порода	Минерал, основная масса	La	Ce	Pr
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1870	Субщелочные трахиты	Апатит	4600	12000	2200
1873	"	"	3300	7400	2000
1901/32	Мегакрист из трахита	"	3100	6600	1600
1872a	Трахитовые пирокласты	"	3300	6400	1000
18726	"	"	4000	6500	1500
1915	Трахиродацит	"	5300	14000	2500
1882	Нефелиновый сиенит	"	5200	11000	2000
1895	Щелочной сиенит	"	5300	10000	1500
1887	Магнетит-апатитовые породы	"	5000	13000	2200
1886	"	"	5500	12000	1800
1888	"	"	5700	13000	2200
1896	"	"	6400	18000	3800
1901	"	"	25000	38000	6000
1903	"	"	9500	23000	4300
1899	Флюорит-целестин-апатитовые породы	"	12000	22000	3900
1898	То же	"	7800	19000	4900
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	11000	22000	4200
1885	То же	"	4500	10000	1300
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	"	20000	39000	4100
1905	То же	"	31000	55000	8500
1901/26	Мегакрист в апатитовой породе (Муш 1904)	"	6200	13000	3000
1876a	Карбонатиты	"	6700	14000	1900
18766	"	"	10000	19000	4500
1916	Трахиродацит	Санидин	45	82	—
1897	Меланефелинит	Слюда	13	—	—
1871	Субщелочной трахит	"	14	85	—
1913	Известково-щелочной трахит	"	22	—	—
1916	Трахиродацит	"	58	130	—
1895	Щелочной сиенит	"	13	80	—
1886	Магнетит-апатитовые породы	"	23	90	—
1896	"	"	90	210	—
1903	"	"	63	170	—
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	78	150	—
1870	Субщелочной трахит	Основная масса	210	320	40
1871	"	"	160	260	25
1873	"	"	170	250	25
1874	"	"	160	240	30
1917	Известково-щелочной трахит	"	100	160	30
1914	Трахиродацит	"	140	200	25
1915	"	"	130	140	20
1916	"	"	280	350	40
1908	Стекла трахиродацита	"	230	350	50
1909	"	"	270	320	40
1884	Шонкинит-сиенит	"	190	240	50
1889	Щелочной сиенит	"	180	330	45
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
1946	Магнетитовая порода	Слюда	10	48	—
1947	Субщелочной трахит	Основная масса	230	340	40
<i>Улугейский комплекс</i>					
1976a	Трахит-латиты	Апатит	1600	2700	800
19766	"	"	1400	2400	620

Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣTR+Y
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>									
5100	850	210	760	330	50	110	56	1500	27766
4000	680	170	500	190	25	60	32	650	19007
3100	470	170	470	200	29	68	38	750	16595
3000	450	90	360	160	20	50	35	700	15565
3900	630	210	450	170	22	45	27	690	18144
6200	1000	170	800	380	58	170	100	2000	32678
4100	560	150	450	170	25	60	30	900	24645
5300	790	130	600	260	40	100	57	1000	25077
5400	980	250	530	280	42	84	79	1200	29045
6200	900	150	830	380	63	170	110	2000	30103
5800	960	230	680	330	49	110	95	1400	30554
7500	1200	310	1000	430	68	160	110	2200	41178
15000	2400	400	1100	550	120	200	190	3200	92160
10000	1300	220	1000	450	75	170	110	1900	52025
10000	1400	330	880	440	83	120	110	1900	53163
8700	1400	320	1200	490	85	200	110	2800	46505
10000	1400	300	1000	440	68	170	110	2500	53188
4500	800	230	530	250	38	100	64	1200	23512
9500	1300	300	610	310	55	110	81	1400	76766
20000	3600	310	1300	650	100	210	270	3500	12440
5500	720	270	520	210	30	120	60	1200	37310
7000	1000	220	760	300	45	110	61	1500	33596
9000	1100	220	850	320	51	120	58	1700	46919
34	—	1,4	—	—	—	—	0,4	5,8	168,6
30	—	—	—	—	—	—	—	2,3	45,3
25	—	—	—	—	—	—	—	3,6	127,6
—	—	—	—	5	—	—	—	2,7	29,7
56	14	—	—	5	—	—	1,9	22	286,9
38	—	—	—	—	—	—	—	4,0	135,0
20	—	—	—	—	—	—	—	3,7	136,7
58	20	3	—	—	—	—	0,5	11,0	392,5
76	19	3	—	5	—	—	0,5	10,0	346,5
52	14	1	—	—	—	—	—	6,6	301,6
130	20	5,0	18	14	—	10	3,8	40	810,8
140	20	4,8	12	10	—	7	3,0	27	668,8
110	20	5,5	10	—	—	7	3,0	27	627,5
110	19	4,7	5	—	—	6	2,7	26	603,4
100	15	4,0	—	—	—	—	2,0	18	429,0
93	14	1,6	5	—	—	—	2,8	24	505,4
82	12	1,6	5	—	—	6	3,2	23	422,8
140	27	4,4	5	—	—	—	2,6	37	886,0
150	21	2,8	9	12	—	8	5,1	45	882,9
130	16	4,3	5	—	—	7	2,7	31	826,0
130	19	6,1	—	—	—	—	2,0	23	660,1
160	24	5,2	5	5	—	10	4,0	40	808,2
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>									
19	—	—	—	—	—	—	—	3,6	80,6
100	15	3,2	—	—	—	—	2,4	27	757,6
<i>Улугейский комплекс</i>									
1300	170	62	100	50	6	20	12	230	7050,0
1500	180	62	100	50	7,5	25	12	205	6561,5

Таблица 13

**Содержание редкоземельных элементов и иттрия (в г/т)
в минералах и основных массах пород щелочных комплексов**

Номер пробы	Комплекс, порода	Минерал, основная масса	La	Ce	Pr
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1870	Субщелочные трахиты	Апатит	4600	12000	2200
1873	"	"	3300	7400	2000
1901/32	Мегакрст из трахита	"	3100	6600	1600
1872a	Трахитовые пирокласты	"	3300	6400	1000
18726	"	"	4000	6500	1500
1915	Трахиродацит	"	5300	14000	2500
1882	Нефелиновый сиенит	"	5200	11000	2000
1895	Щелочной сиенит	"	5300	10000	1500
1887	Магнетит-апатитовые породы	"	5000	13000	2200
1886	"	"	5500	12000	1800
1888	"	"	5700	13000	2200
1896	"	"	6400	18000	3800
1901	"	"	25000	38000	6000
1903	"	"	9500	23000	4300
1899	Флюорит-целестин-апатитовые породы	"	12000	22000	3900
1898	То же	"	7800	19000	4900
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	11000	22000	4200
1885	То же	"	4500	10000	1300
1904	Апатитовые породы (тело Апатитовое)	"	20000	39000	4100
1905	То же	"	31000	55000	8500
1901/26	Мегакрст в апатитовой породе (Муш 1904)	"	6200	13000	3000
1876a	Карбонаты	"	6700	14000	1900
18766	"	"	10000	19000	4500
1916	Трахиродацит	Санидин	45	82	—
1897	Меланефелинит	Слюда	13	—	—
1871	Субщелочной трахит	"	14	85	—
1913	Известково-щелочной трахит	"	22	—	—
1916	Трахиродацит	"	58	130	—
1895	Щелочной сиенит	"	13	80	—
1886	Магнетит-апатитовые породы	"	23	90	—
1896	"	"	90	210	—
1903	"	"	63	170	—
1902	Кварц-карбонатно-апатитовая порода	"	78	150	—
1870	Субщелочной трахит	Основная масса	210	320	40
1871	"	"	160	260	25
1873	"	"	170	250	25
1874	"	"	160	240	30
1917	Известково-щелочной трахит	"	100	160	30
1914	Трахиродацит	"	140	200	25
1915	"	"	130	140	20
1916	"	"	280	350	40
1908	Стекла трахиродацита	"	230	350	50
1909	"	"	270	320	40
1884	Шонкинит-сиенит	"	190	240	50
1889	Щелочной сиенит	"	180	330	45
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>					
1946	Магнетитовая порода	Слюда	10	48	—
1947	Субщелочной трахит	Основная масса	230	340	40
<i>Улугейский комплекс</i>					
1976a	Трахит-латиты	Апатит	1600	2700	800
19766	"	"	1400	2400	620

Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣTR+Y
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>									
5100	850	210	760	330	50	110	56	1500	27766
4000	680	170	500	190	25	60	32	650	19007
3100	470	170	470	200	29	68	38	750	16595
3000	450	90	360	160	20	50	35	700	15565
3900	630	210	450	170	22	45	27	690	18144
6200	1000	170	800	380	58	170	100	2000	32678
4100	560	150	450	170	25	60	30	900	24645
5300	790	130	600	260	40	100	57	1000	25077
5400	980	250	530	280	42	84	79	1200	29045
6200	900	150	830	380	63	170	110	2000	30103
5800	960	230	680	330	49	110	95	1400	30554
7500	1200	310	1000	430	68	160	110	2200	41178
15000	2400	400	1100	550	120	200	190	3200	92160
10000	1300	220	1000	450	75	170	110	1900	52025
10000	1400	330	880	440	83	120	110	1900	53163
8700	1400	320	1200	490	85	200	110	2800	46505
10000	1400	300	1000	440	68	170	110	2500	53188
4500	800	230	530	250	38	100	64	1200	23512
9500	1300	300	610	310	55	110	81	1400	76766
20000	3600	310	1300	650	100	210	270	3500	12440
5500	720	270	520	210	30	120	60	1200	37310
7000	1000	220	760	300	45	110	61	1500	33596
9000	1100	220	850	320	51	120	58	1700	46919
34	—	1,4	—	—	—	—	0,4	5,8	168,6
30	—	—	—	—	—	—	—	2,3	45,3
25	—	—	—	—	—	—	—	3,6	127,6
—	—	—	—	5	—	—	—	2,7	29,7
56	14	—	—	5	—	—	1,9	22	286,9
38	—	—	—	—	—	—	—	4,0	135,0
20	—	—	—	—	—	—	—	3,7	136,7
58	20	3	—	—	—	—	0,5	11,0	392,5
76	19	3	—	5	—	—	0,5	10,0	346,5
52	14	1	—	—	—	—	—	6,6	301,6
130	20	5,0	18	14	—	10	3,8	40	810,8
140	20	4,8	12	10	—	7	3,0	27	668,8
110	20	5,5	10	—	—	7	3,0	27	627,5
110	19	4,7	5	—	—	6	2,7	26	603,4
100	15	4,0	—	—	—	—	2,0	18	429,0
93	14	1,6	5	—	—	—	2,8	24	505,4
82	12	1,6	5	—	—	6	3,2	23	422,8
140	27	4,4	5	—	—	—	2,6	37	886,0
150	21	2,8	9	12	—	8	5,1	45	882,9
130	16	4,3	5	—	—	7	2,7	31	826,0
130	19	6,1	—	—	—	—	2,0	23	660,1
160	24	5,2	5	5	—	10	4,0	40	808,2
<i>Комплекс Баян-Хушу</i>									
19	—	—	—	—	—	—	—	3,6	80,6
100	15	3,2	—	—	—	—	2,4	27	757,6
<i>Улугейский комплекс</i>									
1300	170	62	100	50	6	20	12	230	7050,0
1500	180	62	100	50	7,5	25	12	205	6561,5

Таблица 13 (окончание)

Номер пробы	Комплекс, порода	Минерал, основная масса	La	Ce	Pr
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>					
1983/116	Трахит-латиты	Апатит	6300	1500	530
1983/15	"	"	1600	2800	620
<i>Лугингольский массив</i>					
1054/1	Лейцитифир	Псевдолейцит	50	98	20
1054/5	"	"	45	90	—
1054/7	"	"	55	96	—
1054/2	"	Основная масса	210	320	60
1054/4	"	"	210	320	60
1054/8	"	"	200	320	40

ше концентрации последних в карбонатно-силикатных пирокластах. Карбонатиты и другие породы карбонатитовой серии характеризуются высокими содержаниями р.з.э., причем ранние карбонатиты заметно беднее р.з.э., чем поздние карбонатиты.

Кривые концентрации р.з.э. в породах комплекса Мушугай-Худук характеризуются асимметричным строением (относительно хондритов) — степень концентрации постепенно снижается при переходе от легких лантаноидов к тяжелым (рис. 31, 32). Среди этих кривых могут быть выделены четыре главных типа: 1) относительно монотонные кривые с уменьшением коэффициентов концентрации от лантана к иттрию, характерные для большей части пород, исключая меланократовые щелочные эффузивы, трахидациты—трахириодациты и карбонатиты (поздние); 2) кривая с относительно горизонтальным плечом в интервале самарий — европий, установленная для меланефелинитов—мелалейцититов; 3) кривая для трахидацитов—трахириодацитов с отчетливо выраженным европиевым минимумом; 4) кривая для поздних карбонатитов и сопряженных с ними пород с европиевым максимумом.

Как и в калиевых щелочных вулканитах Западного рифта [12], в породах рассматриваемого комплекса с увеличением содержания р.з.э. растет отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$. По характеру корреляционных связей между средними содержаниями иттрия и другими р.з.э. породы комплекса Мушугай-Худук могут быть разделены на две группы. К первой группе отнесены породы, в которых все р.з.э. имеют прямые корреляционные связи с иттрием. Это трахиты, меланефелиниты—мелалейцититы, апатитовые породы, карбонатиты и др. Вторая группа объединяет породы, для которых характер корреляционных связей с иттрием меняется, — трахитовые пирокласты, трахидацит-трахириодациты, сиениты, шонкиниты и другие породы, обогащенные полевым шпатом. В этой группе пород лантан, церий, неодим и европий имеют отрицательные корреляционные связи с иттрием. Концентрации самария и эрбия сохраняются практически постоянными во всем рассматриваемом диапазоне содержаний иттрия. Количества гадолиния, диспрозия и иттербия возрастают с увеличением содержания иттрия.

Отмеченные корреляционные связи, прослеживающиеся на примере средних содержаний индивидуальных р.з.э., становятся более сложными при рассмотрении всей совокупности аналитических данных. Эта сложность проявляется в том, что для некоторых р.з.э. (например, неодим, самарий, европий) намечаются тенденции в корреляционных связях, обратные по отношению к выявленным для средних содержаний (рис. 33). Дополнительные тенденции фиксируются также для меланефелинитов—мелалейцититов, субщелочных трахит-лейкотрахитов, трахит-латитов, трахириодацитов, в том числе и по параметру δEu , характеризующему дефицит или избыток европия в спектре р.з.э. (относительно хондритов).

На рис. 34 (см. вкладку) показаны корреляционные связи р.з.э. с иттрием для рудоносных пород. Для всех элементов эти связи носят положительный характер, хотя с заметным разбросом точек (особенно для лантана). На эту же диаграмму нанесены составы апатитов из щелочных и рудоносных пород, которые относительно беднее лантаном, церием и суммой р.з.э., чем рудоносные породы комплекса. Исключение представляет апатит из апатитовых пород тела Апатитового, который обогащен лантаном и церием

Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	ΣTR + Y
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>									
690	100	40	52	36	6,5	20	10	165	3779,5
1500	160	47	150	80	11	40	20	250	7278,0
<i>Лугингольский массив</i>									
24	—	1,4	—	—	—	—	1,3	11	205,7
27	—	1,0	—	—	—	—	1,2	16	180,2
31	—	1,0	—	—	—	—	1,9	19	203,9
140	20	3,0	10	10	—	—	2,6	40	815,6
140	20	3,0	10	10	—	—	2,3	39	814,3
150	18	2,8	—	—	—	—	2,8	44	777,6

в такой же степени, как и сами породы. Следует предположить, что в рудоносных породах должны присутствовать минеральные фазы, концентрирующие легкие лантаноиды в большей мере, чем апатит. Действительно, в карбонатах и других образованиях карбонатитовой серии обнаружен бастнезит. Характерно, что эти образования выделяются среди рудоносных пород наиболее высокой величиной δEu (до 2–3), которая в апатитовых породах несколько ниже единицы, что типично также для апатитов из других пород (магматических и рудоносных).

В более поздних щелочных вулканитах на фоне уменьшения содержания р.з.э. намечается параллельное обогащение р.з.э. апатитов и слюд из этих пород (табл. 13). При этом общая направленность изменения величины отношения $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ сохраняется: апатиты из поздних образований относительно обедняются легкими лантаноидами. Наиболее значительные концентрации р.з.э. имеют апатит и слюда из трахириодацитов, в которых они же максимально обеднены легкими лантаноидами. Санидин из этих пород содержит меньше р.з.э., чем биотит, но по сравнению с последним определяется значительно большей величиной $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ (27 против 12).

Также обогащены р.з.э. апатиты из апатитовых пород тела Апатитового, содержащие до 12,4% TR+Y при максимальной величине $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 22,4$. Апатит из жильных магнетит-apatитовых пород заметно беднее р.з.э. и в меньшей степени концентрирует легкие лантаноиды (в среднем $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 11,2$). К этому апатиту по рассматриваемым параметрам близок апатит из карбонатитов.

На рис. 31 приведены характерные спектры коэффициентов концентрации р.з.э. для апатитов из вкрапленников. Кривая (з) для апатита из апатитовых пород характеризуется почти горизонтальным "плечом" Ce—Pr, на кривой (е) для апатитов из трахитов четко выражен празеодимовый максимум, а на кривой (ж) для апатита из трахириодацитов к перечисленным признакам добавляется европиевый минимум.

Комплекс Хэцу-Тэг

Л и т и й, р у б и д и й, ц е з и й. Среди эффузивов этого комплекса наиболее обогащены рубидием (при минимальной величине $\text{K/Rb} = 353$) субщелочные трахиты и лейкотрахиты. В них же установлены самые высокие максимальные концентрации лития и цезия (см. табл. 5, 6). Нефелинсодержащие трахиты, залегающие в верхней части нижнего покрова, заметно беднее редкими щелочами, но среди эффузивов рассматриваемого комплекса они характеризуются максимальной величиной калий-рубидиевого отношения (в среднем $\text{K/Rb} = 412$). Нефелинсодержащие трахиты верхнего покрова по концентрациям лития сопоставимы с субщелочными трахитами и лейкотрахитами, но также беднее последних рубидием и цезием.

Как и субщелочные трахит-лейкотрахиты, их пирокласты содержат повышенные количества рубидия и лития, но весьма бедны цезием. Средние величины калий-рубидиевого отношения для этих двух групп пород практически идентичны. Трахитовые пирокласты, залегающие в основании верхнего покрова нефелинсодержащих трахитов, по вариациям содержаний рубидия и лития и их средним концентрациям близки к нефе-

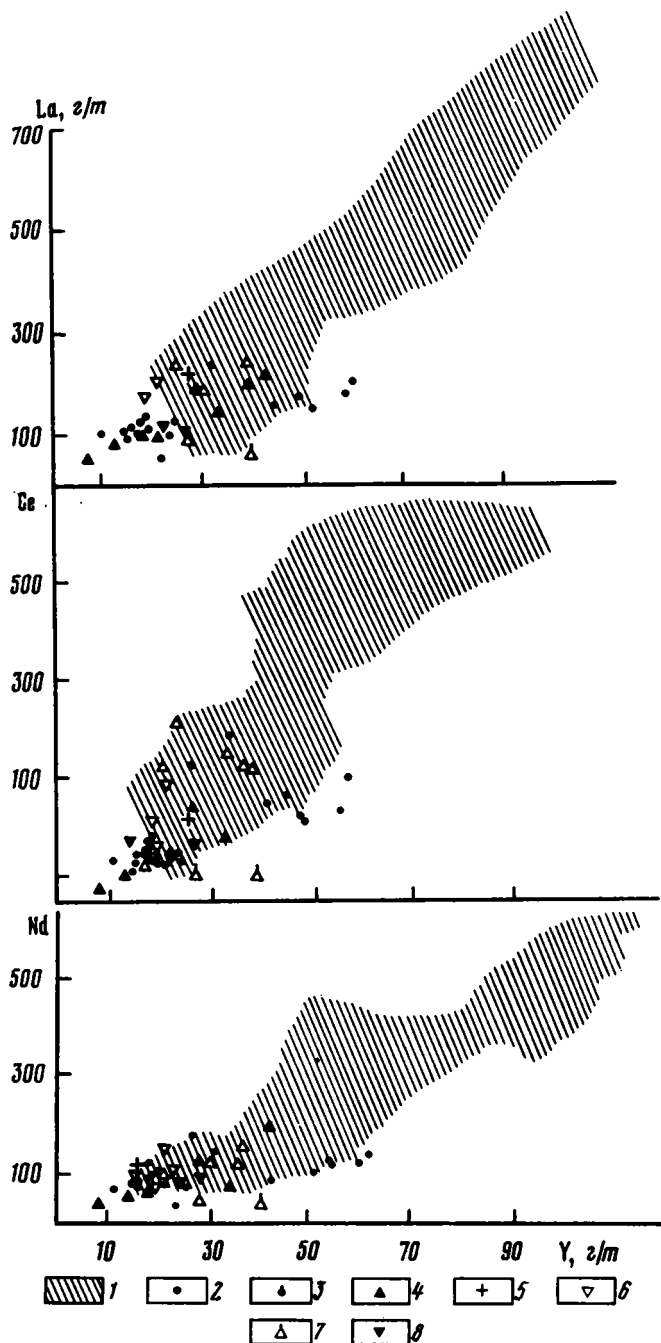
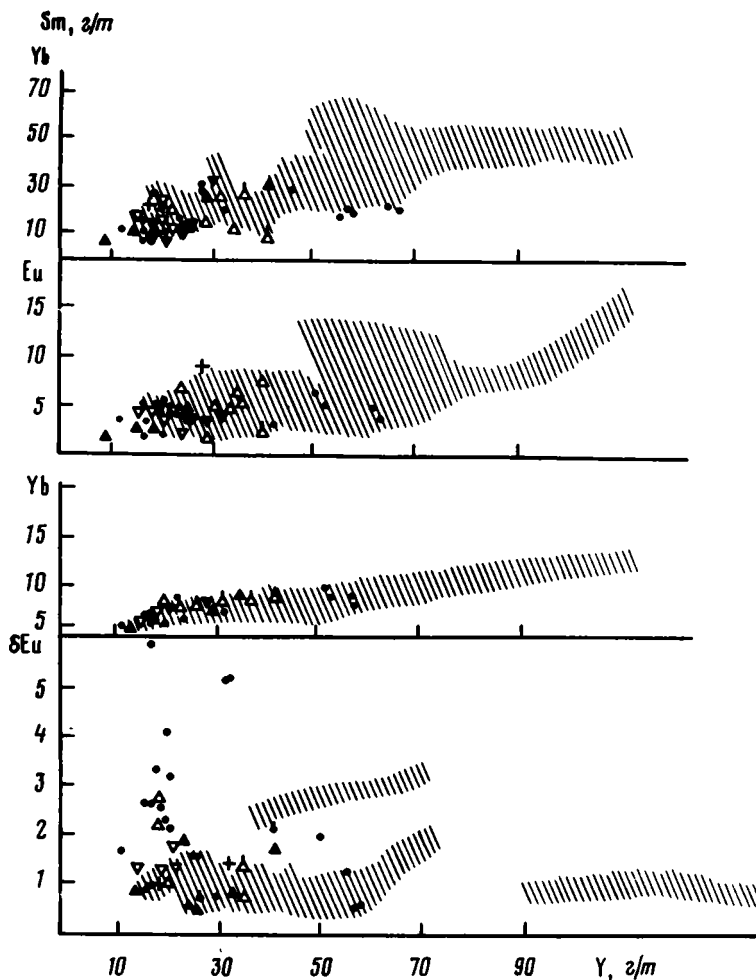


Рис. 35. Корреляционные связи между содержаниями индивидуальных р.з.э. и иттрия

1 — область составов пород комплекса Мушугай-Худук; 2–5 — Улугейский комплекс: 2 — нефелинсодержащие породы, 3 — трахитовые пирокласты, 4 — сиениты, 5 — эруптивные брекчии; 6–7 — комплекс Хэцу-Тэг: 6 — субшелочные трахиты, 7 — трахитовые пирокласты; 8 — монцитоны Цогт-Обинского массива

линсодержащим трахитам нижнего покрова, но по величине калий-рубидиевого отношения сопоставимы с трахитами верхнего покрова.

Стронций, барий. Субшелочные трахит-лейкотрахиты по сравнению с другими эффузивами комплекса Хэцу-Тэг характеризуются минимальными средними содержаниями стронция и бария и максимальной величиной стронций-бариевого отношения, равной 0,93. Максимальные количества бария установлены в нефелинсодержащих трахитах нижнего покрова, для которых Sr/Ba в среднем равно 0,64, а стронция — в трахитах верхнего покрова (в среднем $Sr/Ba = 0,9$).



Пирокласты субщелочных трахит-лейкотрахитов весьма близки к последним по концентрации стронция и минимальным содержаниям бария. Однако в пирокластах фиксируется до 0,9% Ва. В то же время средние содержания бария в этих породах практически одинаковы, а среднее количество стронция в пирокластах несколько меньше. Трахитовые пирокласты, залегающие в основании верхнего покрова трахитов, имеют более значительные концентрации стронция и бария, сопоставимые с нефелинсодержащими трахитами.

Н и о б и й, т а н т а л. Наибольшие количества этих элементов установлены в субщелочных трахит-лейкотрахитах, которые одновременно характеризуются и максимальными величинами ниобий-танталового отношения (в среднем 23). Нефелинсодержащие трахиты нижнего и верхнего покровов беднее танталом и особенно ниобием (см. табл. 9). Величина ниобий-танталового отношения для них соответственно равна 14,4 и 16,7. Отмечается несколько большая концентрация ниобия в нефелинсодержащих трахитах верхнего покрова по сравнению с подобными трахитами нижнего покрова.

Ц и р к о н и й, г а ф н и й. Все типы эффузивных пород имеют довольно близкие средние содержания циркония и гафния (см. табл. 9). При этом максимальные количества циркония сосредоточены в субщелочных трахит-лейкотрахитах (в среднем 610 г/т при $Zr/Hf = 87$), а гафния — в трахитах верхнего покрова (в среднем 8,5 г/т при $Zr/Hf = 70$). Минимальные средние содержания циркония и гафния (540 и 7 г/т) отмечаются в нефелинсодержащих трахитах нижнего покрова.

К о б а л ь т, н и к е л ь, х р о м, в а н а д и й, м е д ь. Среди эффузивов комплекса Хэцу-Тэг минимальные концентрации элементов группы железа и меди свойственны субщелочным трахит-лейкотрахитам. Заметно большие содержания этих элементов

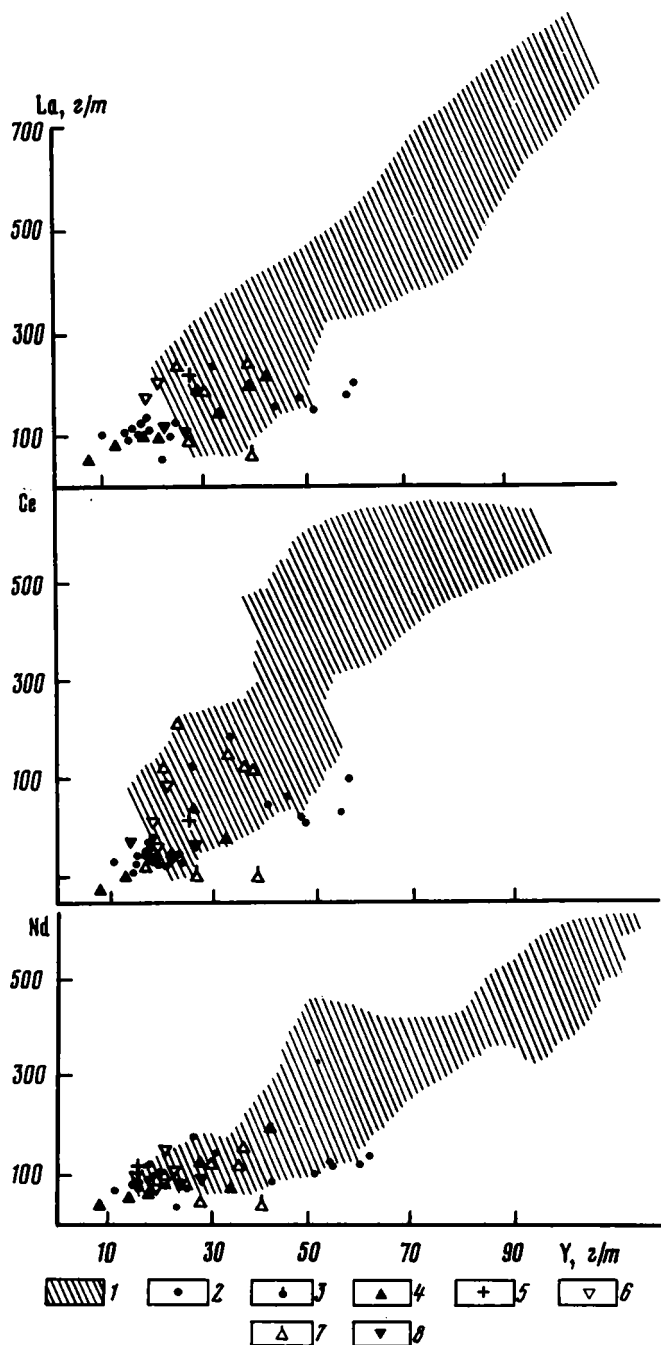
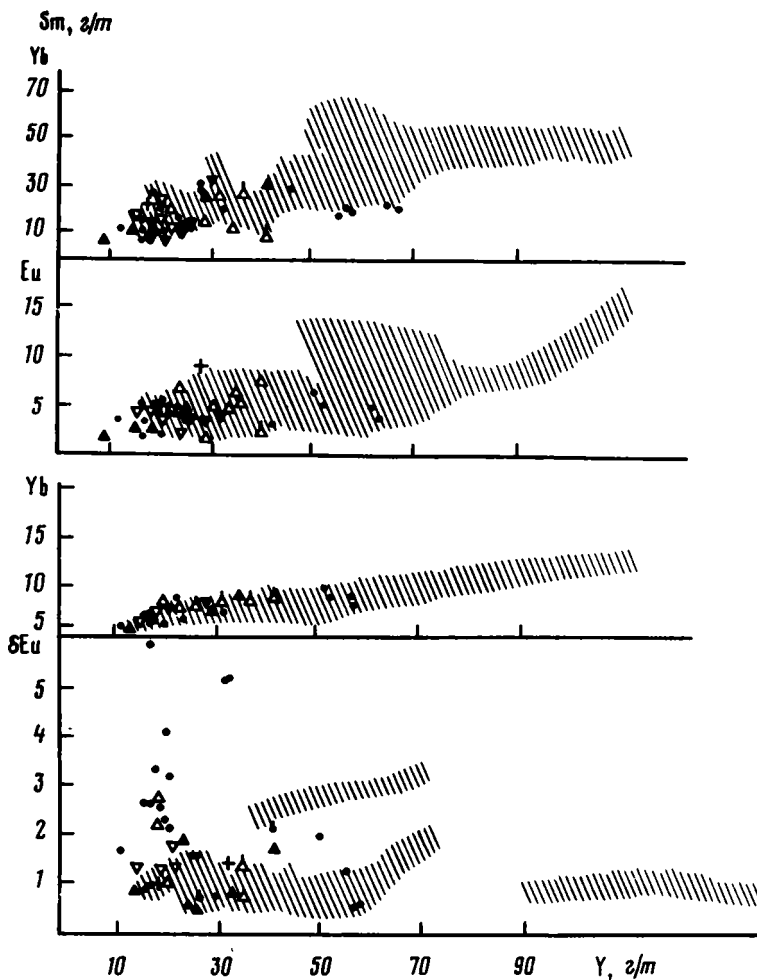


Рис. 35. Корреляционные связи между содержаниями индивидуальных р.з.э. и иттрия

1 — область составов пород комплекса Муşğай-Худук; 2–5 — Улугейский комплекс: 2 — нефелинсодержащие породы, 3 — трахитовые пирокласты, 4 — сиениты, 5 — эруптивные брекчии; 6–7 — комплекс Хэцу-Тэг: 6 — субшелочные трахиты, 7 — трахитовые пирокласты; 8 — монциты Цогт-Обинского массива

линсодержащим трахитам нижнего покрова, но по величине калий-рубидиевого отношения сопоставимы с трахитами верхнего покрова.

Стронций, барий. Субшелочные трахит-лейкотрахиты по сравнению с другими эффузивами комплекса Хэцу-Тэг характеризуются минимальными средними содержаниями стронция и бария и максимальной величиной стронций-бариевого отношения, равной 0,93. Максимальные количества бария установлены в нефелинсодержащих трахитах нижнего покрова, для которых Sr/Ba в среднем равно 0,64, а стронция — в трахитах верхнего покрова (в среднем $Sr/Ba = 0,9$).



Пирокласты субщелочных трахит-лейкотрахитов весьма близки к последним по концентрации стронция и минимальным содержаниям бария. Однако в пирокластах фиксируется до 0,9% Ва. В то же время средние содержания бария в этих породах практически одинаковы, а среднее количество стронция в пирокластах несколько меньше. Трахитовые пирокласты, залегающие в основании верхнего покрова трахитов, имеют более значительные концентрации стронция и бария, сопоставимые с нефелинсодержащими трахитами.

Н и о б и й, т а н т а л. Наибольшие количества этих элементов установлены в субщелочных трахит-лейкотрахитах, которые одновременно характеризуются и максимальными величинами ниобий-танталового отношения (в среднем 23). Нефелинсодержащие трахиты нижнего и верхнего покровов беднее танталом и особенно ниобием (см. табл. 9). Величина ниобий-танталового отношения для них соответственно равна 14,4 и 16,7. Отмечается несколько большая концентрация ниобия в нефелинсодержащих трахитах верхнего покрова по сравнению с подобными трахитами нижнего покрова.

Ц и р к о н и й, г а ф н и й. Все типы эффузивных пород имеют довольно близкие средние содержания циркония и гафния (см. табл. 9). При этом максимальные количества циркония сосредоточены в субщелочных трахит-лейкотрахитах (в среднем 610 г/т при $Zr/Hf = 87$), а гафния — в трахитах верхнего покрова (в среднем 8,5 г/т при $Zr/Hf = 70$). Минимальные средние содержания циркония и гафния (540 и 7 г/т) отмечаются в нефелинсодержащих трахитах нижнего покрова.

К о б а л ь т, н и к е л ь, х р о м, в а н а д и й, м е д ь. Среди эффузивов комплекса Хэцу-Тэг минимальные концентрации элементов группы железа и меди свойственны субщелочным трахит-лейкотрахитам. Заметно большие содержания этих элементов

устанавливаются в нефелинсодержащих трахитах (см. табл. 5, 10). При этом породы нижнего покрова концентрируют никель, хром и ванадий в больших количествах, чем породы верхнего покрова.

Субщелочные трахит-лейкотрахиты и их пирокласты относительно обеднены большинством элементов группы железа и медью. Исключение представляет ванадий, высокие концентрации которого в пирокластах (в среднем 126 г/т) превышают его среднее содержание в нефелинсодержащих трахитах (79–99 г/т). Кроме того, пирокласты богаче, чем субщелочные трахит-лейкотрахиты, никелем (в 3 раза), медью (в 2 раза). Трахитовые пирокласты из основания верхнего покрова эффузивов по содержаниям рассматриваемых элементов ближе всего стоят к нефелинсодержащим трахитам, хотя и беднее, чем последние, большинством из этих элементов.

С в и н ц и н к. Среди эффузивов комплекса субщелочные трахиты и лейкотрахиты наиболее бедны свинцом и цинком. Существенно большие количества этих элементов, особенно цинка, выявлены в нефелинсодержащих трахитах, к которым по средним содержаниям свинца и цинка очень близки трахитовые пирокласты (см. табл. 5, 11).

О л о в о. Во всех типах щелочных пород комплекса Хэцу-Тэг установлены близкие средние содержания олова — 2,7–4,0 г/т. Максимальная концентрация его отмечена в субщелочных трахит-лейкотрахитах, минимальная — в трахитовых пирокластах (см. табл. 5, 11).

Р е д к о з е м е л ь н ы е э л е м е н т ы. Общий уровень содержаний р.з.э. в породах комплекса Хэцу-Тэг находится примерно на том же уровне, что и в породах комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 12). Субщелочные трахит-лейкотрахиты последнего оказываются несколько богаче суммарным содержанием р.з.э., чем аналогичные породы комплекса Хэцу-Тэг. В этом комплексе самые высокие содержания р.з.э. среди магматических пород отмечены в нефелинсодержащих трахитах и трахитовых пирокластах, самые низкие — в обломках трахитовых пемз из агломератов (см. табл. 12). Характерно, что в этих же пирокластах, подстилающих верхний покров нефелинсодержащих трахитов, обнаружены обломки магнетит-апатитовых пород с очень высокими содержаниями р.з.э., сопоставимыми с таковыми в породах тела Апатитового комплекса Мушугай-Худук.

В породах комплекса Хэцу-Тэг общий характер спектра р.з.э., распределение индивидуальных р.з.э. и величина δEu аналогичны этим параметрам для пород комплекса Мушугай-Худук. Нефелинсодержащие трахиты комплекса Хэцу-Тэг несколько богаче церием по сравнению с породами комплекса Мушугай-Худук, содержащими те же концентрации иттрия (рис. 35).

Комплекс Баян-Хушу

Л и т и й, р у б и д и й, ц е з и й. Среди вулканических образований максимальные концентрации рубидия и минимальная величина калий-рубидиевого отношения свойственны трахириодацитам (в среднем 228 г/т Rb при $K/Rb = 224$). Субщелочные трахит-лейкотрахиты заметно беднее рубидием (в среднем 128 г/т), в них больше лития и выше величина калий-рубидиевого отношения (338). По сравнению с этими породами их интрузивные аналоги (субщелочные сиениты) богаче рубидием и литием (см. табл. 5, 6). Величина калий-рубидиевого отношения для трахитов и сиенитов практически одинакова. Плагноклазсодержащие щелочные сиениты по среднему содержанию рубидия сопоставимы с субщелочными трахит-лейкотрахитами, но по сравнению с последними в большей мере концентрируют литий и цезий, по средним количествам этих элементов приближаясь к субщелочным сиенитам.

Рудоносные породы комплекса Баян-Хушу обеднены рубидием, которым относительно обогащены биотит-магнетитовые породы (в среднем 34 г/т), тогда как остальные разности этих пород содержат рубидия меньше, чем 10 г/т. В большинстве рудоносных пород не выявлен цезий. Флюорит-барит-целестиновые и кварцевые породы по содержанию лития сопоставимы с магматическими породами, а биотит-магнетитовые породы (в среднем 51 г/т) превосходят последние (см. табл. 5, 6).

С т р о н ц и й, б а р и й. Среди вулканических щелочных пород минимальное среднее содержание стронция определено для трахириодацитов. Субщелочные трахит-лейкотрахиты значительно богаче этим элементом, имеют близкие средние содержания бария и стронция (в среднем $Sr/Ba = 1,03$). По средним концентрациям этих элементов к трахитам близки субщелочные сиениты, но в них барий несколько преобладает над строн-

цием ($\text{Sr/Ba} = 0,83$). По сравнению с перечисленными типами щелочных пород максимально обогащены стронцием и барием плагиоклазсодержащие щелочные сиениты.

Среди рудоносных пород минимальными средними содержаниями рассматриваемых элементов отличаются биотит-магнетитовые породы. Другие типы рудоносных образований значительно богаче и барием и стронцием (см. табл. 5, 8). Особенно это относится к флюорит-барит-целестиновым породам, содержащим в среднем 14,7% Sr и 10,6% Ba. В карбонатитах установлено до 5,2% Sr и до 3,4% Ba, в кварцевых породах — до 5,8% Sr и до 31,5% Ba.

Ниобий, тантал, цирконий, гафний. Субщелочные трахит-лейкотрахиты заметно беднее этими элементами по сравнению с трахириодацитами (см. табл. 5, 9). Плагиоклазсодержащие щелочные сиениты по средним концентрациям ниобия и гафния близки к трахитам, но богаче последних танталом и беднее цирконием. Биотит-магнетитовые породы по сравнению с щелочными в среднем содержат значительно меньшие количества ниобия, циркония и гафния, но по количеству тантала сопоставимы с сиенитами и трахириодацитами.

Кобальт, никель, хром, ванадий. Среди магматических пород наиболее бедны этими элементами трахириодациты, более высокие их средние содержания выявлены в субщелочных трахит-лейкотрахитах, а максимальные — в плагиоклазсодержащих щелочных сиенитах (см. табл. 5, 10). Из рудоносных пород наиболее обогащены элементами группы железа биотит-магнетитовые породы. Карбонатиты относительно обогащены ванадием, по среднему содержанию которого они сопоставимы с плагиоклазсодержащими сиенитами.

Свинец, цинк. Субщелочные трахит-лейкотрахиты содержат в среднем 138 г/т Pb и 76 г/т Zn. Существенно меньшее количество свинца обнаружено в плагиоклазсодержащих сиенитах (66 г/т), но они богаче цинком (см. табл. 5, 11). Самые высокие концентрации цинка отмечены в биотит-магнетитовых породах. Другие типы рудоносных образований беднее цинком, но значительно богаче свинцом. В карбонатитах в среднем присутствует 370 г/т Pb, в кварцевых породах — 728 г/т Pb, во флюорит-барит-целестиновых породах — 700 г/т Pb, причем во всех этих породах свинец резко преобладает над цинком.

В щелочных породах, карбонатитах и других образованиях карбонатитовой серии содержится 3,3–5,0 г/т олова. Существенные концентрации олова фиксируются лишь в биотит-магнетитовых породах, в среднем содержащих 30 г/т Sn.

Редкоземельные элементы. Содержания как суммы, так и отдельных р.з.э. в породах комплекса Баян-Хушу близки к соответствующим геохимическим показателям рассмотренных выше пород других комплексов (см. табл. 12). В субщелочных лейкотрахитах концентрация р.з.э. несколько выше, чем в плагиоклазсодержащих щелочных сиенитах; в магнетитовых породах содержания р.з.э. низкие. Наиболее богаты р.з.э. карбонатиты, которые, как и в комплексе Мушугай-Худук, характеризуются высоким значением параметра δEu .

Комплексы Дурбент-Дориту, Цогт-Обинский, Хавтагай-Ула

Вулканические породы комплекса Дурбент-Дориту по редкоэлементному составу (как и в петрохимическом отношении) близки к трахит-латитам комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 5–12), отличаясь от последних несколько меньшим содержанием стронция и циркония, меньшей величиной калий-рубидиевого отношения ($\text{K/Rb} = 364$) и большей обогащенностью барием по отношению к стронцию ($\text{Sr/Ba} = 0,56$). Распределение р.з.э. в сравниваемых породах этих двух комплексов также близкое.

По уровню средних содержаний большинства редких элементов с трахит-латитами комплекса Мушугай-Худук сопоставимы и латиты покрова Хавтагай-Ула. Отличия в основном заключаются в обедненности последних не только стронцием, но и барием и в обогащенности их цинком.

Своеобразно распределение редких элементов в монцонитах и лейкомонцонитах Цогт-Обинского массива (см. табл. 5–12). Они, с одной стороны, относительно обогащены рубидием и литием, что сближает их с субщелочными сиенитами и лейкосиенитами рассмотренных ранее комплексов, с другой — последние беднее элементами группы железа, цинком, медью, по средним содержаниям которых монцониты и лейкомонцониты сопоставимы с плагиоклазсодержащими щелочными сиенитами комплекса Баян-Хушу и трахит-латитами других комплексов. Однако в отличие от этих пород

мондониты и лейкомондониты Цогт-Обинского массива заметно обеднены стронцием, барием, а также ниобием, цирконием, гафнием и характеризуются низкой величиной калий-рубидиевого отношения, равной 210. По средним содержаниям ниобия, циркония и гафния мондониты и лейкомондониты ближе всего стоят к плагиоклазсодержащим сиенитам и трахитам Улугейского комплекса.

Карбонатиты Цогт-Обинского массива также своеобразны в геохимическом отношении. В них выявлено относительно мало стронция, бария, свинца, но в среднем они обогащены кобальтом, никелем, хромом, ванадием, медью. По всем этим параметрам карбонатиты Цогт-Обинского массива заметно отличаются от карбонатитов комплекса Мушугай-Худук и Баян-Хушу, но сопоставимы с последними по низким содержаниям ниобия, циркония, гафния.

Улугейский комплекс

Литий, рубидий, цезий. Нефелинсодержащие и безнефелиновые разности преобладающих в этом комплексе плагиоклазовых трахитов характеризуются одинаковыми количествами лития (в среднем 18 г/т) и цезия (1 г/т), близкими величинами калий-рубидиевого отношения (соответственно 565 и 544), но различаются по концентрации рубидия. Этот элемент в большей степени накапливается в безнефелиновых разностях трахитов (до 128 г/т, в среднем 80 г/т). В нефелинсодержащих трахитах установлено до 92 г/т Rb (в среднем 66 г/т). Промежуточное положение между указанными разностями трахитов по среднему содержанию рубидия (в среднем 72,5 г/т) занимают латиты (см. табл. 5, 6), для которых $K/Rb = 488$.

Субщелочные трахит-лейкотрахиты, редко встречающиеся в Улугейском комплексе, более богаты рубидием, но в отличие от трахит-латитов беднее литием и имеют меньшую величину калий-рубидиевого отношения, в среднем равную 318.

Трахитовые пирокласты Улугейского комплекса довольно широко варьируют по содержанию редких щелочей, в этом отношении они близки к плагиоклазовым трахитам. Трахитовые пирокласты и эруптивные брекчии Улугейского сиенитового массива сопоставимы по величине калий-рубидиевого отношения (соответственно 540 и 555), но последние в среднем беднее литием и рубидием (см. табл. 5).

Среди интрузивных щелочных пород Улугейского массива минимальные средние содержания рубидия свойственны плагиоклазсодержащим сиенитам, которые по этому параметру, а также по средней концентрации лития практически идентичны их петрохимическим аналогам — плагиоклазовым трахитам. По уровню средних содержания редких щелочных элементов к этим трахитам близки и плагиоклазсодержащие нефелиновые сиениты. Максимальные количества рубидия при минимальной величине калий-рубидиевого отношения установлены в кварцевых сиенитах ($K/Rb = 355$). Кварцевые сиенит-порфиры периферической зоны Улугейского массива по средним содержаниям рубидия и лития сопоставимы с сиенитами его центральной части, отличаясь от последних более низкой величиной отношения $K/Rb = 495$. Практически такие же содержания лития и рубидия имеют лейкомондониты (см. табл. 5, 6), но они еще в большей степени обогащены рубидием относительно калия ($K/Rb = 300$). Во всех типах щелочных пород Улугейского массива не обнаружен цезий.

Рудоносные породы комплекса характеризуются пониженными содержаниями редких щелочных элементов. Среди них наиболее богаты этими элементами магнетит-апатитовые породы, в которых в среднем фиксируется 14 г/т Li и 9 г/т Rb. В карбонатитах рубидий не обнаружен.

Стронций, барий. Нефелинсодержащие и безнефелиновые разности плагиоклазовых трахитов близки по уровням содержаний и средним количествам стронция и бария (см. табл. 5, 7). Выявляется несколько большая обогащенность нефелинсодержащих трахитов стронцием по отношению к барию ($Sr/Ba = 1,43$). В безнефелиновых трахитах $Sr/Ba = 1,2$. Латиты по сравнению с трахитами значительно беднее стронцием и барием. Это характерно и для трахитовых пирокластов, которые содержат еще меньше стронция и в большей мере обогащены барием относительно стронция ($Sr/Ba = 1,05$). Практически такая же величина стронций-бариевого отношения свойственна эруптивным брекчиям Улугейского массива, которые, однако, по средним концентрациям рассматриваемых элементов близки к субщелочным лейкотрахитам. Последние по сравнению с плагиоклазовыми трахитами содержат значительно меньше стронция и бария.

Среди щелочных пород Улугейского массива наибольшие концентрации стронция и бария характерны для нефелиновых сиенитов, несколько меньшие — для монцонитов и лейкомонцонитов. Эти интрузивные образования по указанным параметрам и величине стронций-бариевого отношения в целом сопоставимы с покровными плагиоклазовыми трахитами. Ближе всего в этом плане к последним стоят сиениты. Среди щелочных пород массива минимальные средние концентрации стронция и бария установлены в кварцевых сиенитах (при минимальной величине калий-рубидиевого отношения). Кварцевые сиенит-порфиры периферической зоны в среднем несколько богаче этими элементами. По величине стронций-бариевого отношения они близки к сиенитам "ядра" массива.

В магнетит-апатитовых породах Улугейского массива не отмечается существенной концентрации стронция и бария, по средним содержаниям этих элементов они сопоставимы с кислыми интрузивными породами (кварцевыми сиенитами и кварцевыми сиенит-порфирами). Максимальные количества стронция выявлены в карбонатитах, однако эти породы содержат умеренные количества бария при высоком отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в среднем равном 5,7.

Ниобий, тантал, цирконий, гафний. Среди вулканитов Улугейского комплекса наиболее обогащены ниобием, цирконием и гафнием субщелочные лейко-трахиты, а обеднены — плагиоклазовые трахиты, причем безнефелиновые разновидности последних содержат самые низкие концентрации ниобия — 6,1 г/т (в нефелинсодержащих разновидностях в среднем установлено 8,2 г/т Nb). Латиты по среднему содержанию ниобия близки к плагиоклазовым трахитам, но в целом в большей степени концентрируют цирконий и гафний и в меньшей — тантал (см. табл. 5, 9). Трахитовые пирокласты по сравнению с трахитами содержат больше ниобия и циркония и характеризуются большими величинами ниобий-танталового и цирконий-гафниевого отношений. В то же время эруптивные брекчии Улугейского сиенитового массива в этом отношении близки к трахитам.

Среди щелочных пород Улугейского сиенитового массива максимальные средние количества ниобия, циркония и гафния отмечаются в кварцевых сиенит-порфирах периферической зоны. По средним содержаниям ниобия и тантала к ним близки кварцевые сиениты, но они заметно беднее цирконием и гафнием. Нефелиновые сиениты, сиениты, лейкомонцониты массива более обеднены рассматриваемыми элементами. Эти породы довольно близки по средним концентрациям ниобия, но в указанной последовательности все более обедняются цирконием, гафнием и танталом.

Магнетит-апатитовые породы по средним содержаниям ниобия, циркония и гафния сопоставимы с плагиоклазовыми трахитами. Карбонатиты весьма бедны указанными элементами, в них выявлено в среднем 2 г/т Nb, 30 г/т Zr, 1,9 г/т Hf и не обнаружен тантал.

Кобальт, никель, хром, ванадий, медь. Плагиоклазовые трахиты отличаются повышенным количеством этих элементов, причем нефелинсодержащие и безнефелиновые их разновидности характеризуются близкими максимальными концентрациями этих элементов, а в безнефелиновых трахитах устанавливаются минеральные содержания элементов группы железа и меди (см. табл. 10) и несколько меньшие их средние содержания (в 1,3–1,7 раза). В латитах повышены концентрации элементов группы железа и меди, но по сравнению с плагиоклазовыми трахитами они несколько беднее ими, особенно хромом, никелем и медью. По сравнению с перечисленными вулканитами субщелочные трахиты значительно беднее этими элементами. По среднему содержанию кобальта с плагиоклазовыми трахитами сопоставимы их пирокласты, которые заметно беднее никелем, хромом, ванадием и медью (см. табл. 5). Эруптивные брекчии еще в меньшей мере концентрируют кобальт, никель, хром. По средним количествам ванадия и меди они близки к трахитовым пирокластам.

Среди щелочных пород Улугейского массива наиболее богаты элементами группы железа и медью нефелиновые сиениты, которые по средним концентрациям этих элементов сопоставимы с плагиоклазовыми трахитами. Несколько меньшими средними содержаниями этих элементов характеризуются сиениты, а им в этом плане уступают монцониты и лейкомонцониты. Минимальные количества кобальта, никеля, хрома, ванадия и меди выявлены в кварцсодержащих щелочных породах, причем среди них кварцевые сиениты немного богаче большинством из указанных элементов (см. табл. 10).

Весьма богаты медью и элементами группы железа, особенно ванадием, магнетит-апатитовые породы, в среднем содержащие 2050 г/т V и 440 г/т Cu. Карбонатиты беднее этими элементами, хотя относительно обогащены ими, прежде всего ванадием и медью.

Свинец, цинк. В плагиоклазовых трахитах присутствует в среднем 41 г/т Pb и 119 г/т Zn. При этом безнефелиновые и нефелинсодержащие их разности сопоставимы по средним содержаниям цинка (соответственно 116 и 121 г/т), но первые из них почти в 1,5 раза богаче свинцом (соответственно 52 и 36 г/т). Латиты также относительно обогащены свинцом, но несколько беднее трахитов цинком (см. табл. 5, 11). Трахитовые пирокласты и эруптивные брекчии по средним количествам свинца близки к нефелинсодержащим трахитам, но в отличие от последних содержат меньше цинка.

Максимальные количества цинка выявлены в магнетит-апатитовых породах (до 2400 г/т), концентрирующих и повышенные количества свинца (до 210 г/т). Значительно меньшими средними содержаниями этих элементов отличаются карбонаты, в которых установлено до 150 г/т Pb и до 75 г/т Zn (см. табл. 11).

Большинство пород Улугейского комплекса близки по средним содержаниям олова (2,4–3,5 г/т). Более высокое количество этого элемента обнаружено в карбонатитах (в среднем 7,6 г/т) и особенно в магнетит-апатитовых породах – до 11,4 г/т, в среднем 10,6 г/т (см. табл. 5, 11).

Редкоземельные элементы. Одной из характерных особенностей пород комплекса является относительно пониженное содержание р.з.э. (см. табл. 12). Показательно, что здесь отсутствуют и рудопроявления этих элементов. Во всех эффузивных породах Улугейского комплекса концентрации р.з.э. примерно постоянны. В плутонических породах они варьируют в большей степени. Нефелинсодержащие сиениты и монцититы несколько богаче р.з.э., чем плагиоклазсодержащие и кварцевые сиениты, но беднее ими по сравнению с кварцевыми сиенит-порфирами периферической зоны Улугейского сиенитового массива. Наиболее высокие количества р.з.э. отмечаются в карбонатитах, магнетит-апатитовых породах и измененных разностях последних.

На рис. 36 составы магматических пород образуют изолированную группу, располагающуюся по соотношению кремнезема и р.з.э. ближе всего к латитам. Однако разнородности пород с сопоставимыми содержаниями кремнезема беднее р.з.э. и характеризуются пониженной величиной легких лантаноидов к иттрию в Улугейском комплексе по сравнению с комплексом Мушугай-Худук (см. рис. 36). Кроме того, породы Улугейского комплекса характеризуются широкими вариациями параметра δEu (см. рис. 35, 36) при высоком его значении в среднем, сопоставимом с δEu для карбонатитов комплекса Мушугай-Худук. Эта величина понижается в более кремнекислых и иттриевых разностях. Содержание р.з.э. в апатитах Улугейского комплекса ниже, чем в апатитах из пород комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 13). Но те и другие укладываются в единые корреляционные зависимости отдельных р.з.э. с иттрием.

Сопоставление в геохимическом плане пород Улугейского комплекса с их петрографическими или близкими по составу породами других щелочных комплексов Южной Монголии выявляет следующие особенности (см. табл. 5). Плагиоклазовые трахиты и латиты Улугейского комплекса в целом сопоставимы с трахит-латитами других комплексов, отличаясь от последних прежде всего пониженными средними содержаниями ниобия, циркония, гафния, высокими значениями калий-рубидиевого отношения, параметра δEu , меньшей величиной рубидий-стронциевого отношения и преобладанием стронция над барием.

Субщелочные лейкотрахиты Улугейского комплекса в геохимическом отношении следует рассматривать как аналоги субщелочных трахит-лейкотрахитов других поздне-мезозойских комплексов Южной Монголии. Сиениты Улугейского массива сопоставимы с плагиоклазсодержащими сиенитами комплекса Баян-Хушу по средним содержаниям кобальта, никеля, хрома, бария, стронция, по преобладанию стронция над барием. Однако сиениты Улугейского массива беднее редкими щелочными элементами, ниобием, танталом, цирконием, гафнием и богаче ванадием, а также характеризуются заметно большей величиной калий-рубидиевого отношения. Породы монцититового состава близки к монцититам и лейкомонцититам Цогт-Обинского массива, но значительно богаче последних стронцием и барием. Кварцевые сиенит-порфиты Улугейского массива заметно отличаются от своих петрографических аналогов комплекса Мушугай-Худук пониженными средними содержаниями рубидия, ниобия, гаф-

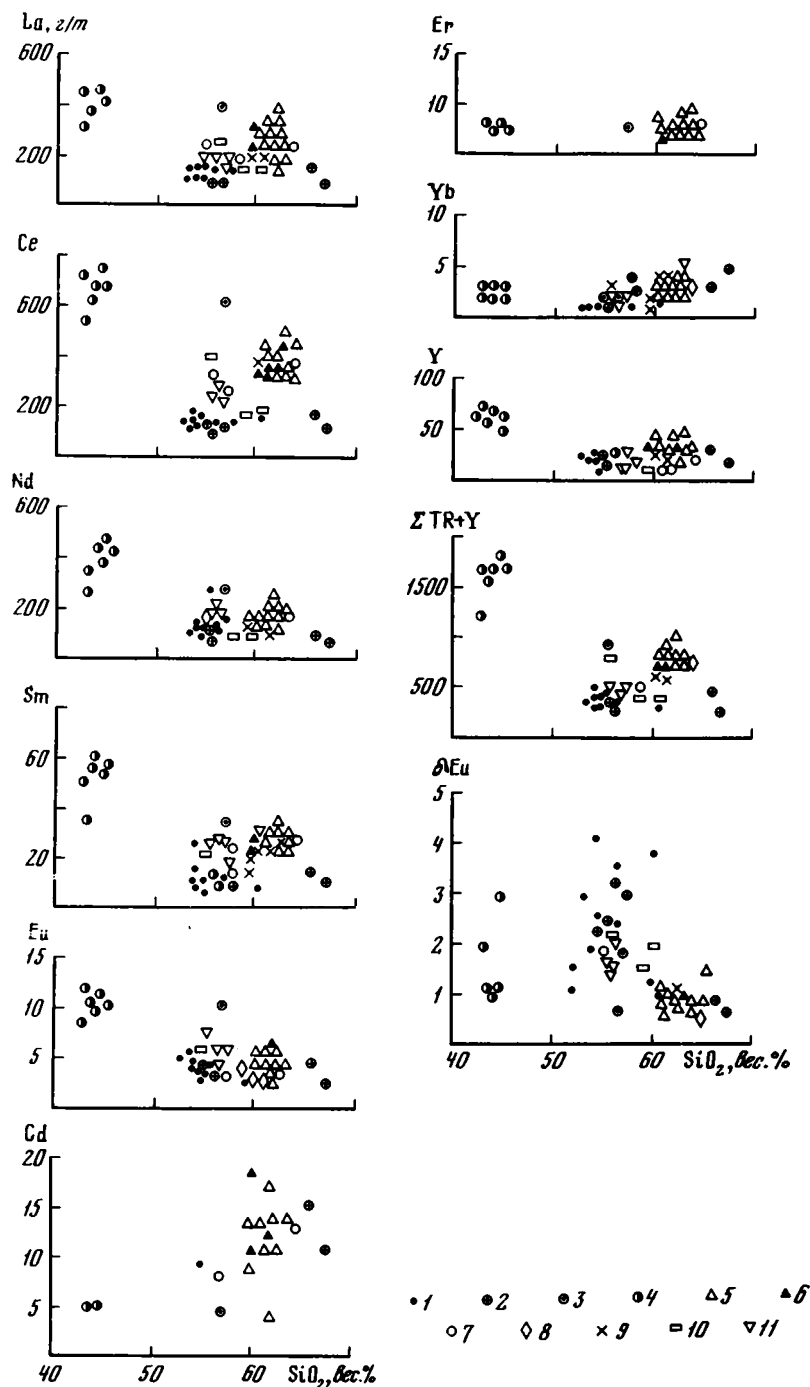


Рис. 36. Распределение р.з.э. в щелочных породах позднемезозойских комплексов Южной Монголии

1—2 — Улугейский комплекс: 1 — трахиты, 2 — сиениты; 3—6 — комплекс Мушугай-Худук: 3 — калиевые феолиты, 4 — меланефелиниты — мелалейцититы, 5 — субщелочные трахиты и лейко-трахиты, 6 — сиениты; 7—8 — комплекс Баян-Хушу: 7 — сиениты, 8 — субщелочные трахиты; 9—10 — комплекс Хэцун-Тэг: 9 — субщелочные трахиты, 10 — трахит-латиты; 11 — латиты разных комплексов

ния, повышенными — элементов группы железа, большим значением калий-рубидиевого отношения.

Магнетит-апатитовые породы рассматриваемого комплекса значительно беднее аналогичных пород комплекса Мушугай-Худук стронцием, барием, р.з.э., свинцом и богаче цирконием, ванадием, цинком. Существенно различаются карбонатиты этих двух комплексов (см. табл. 5). Карбонатиты Улугейского комплекса богаче большинством эле-

ментов группы железа, стронцием, медью, но беднее барием, цирконием, свинцом, цинком; они характеризуются значительным преобладанием стронция над барием. По редкоземельному составу карбонатиты Улугейского комплекса занимают промежуточное положение между карбонатитами комплекса Баян-Хушу и Цогт-Обинского массива.

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОРОД ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Комплекс Мушугай-Худук. Как уже отмечалось, в строении этого комплекса принимает участие наиболее полный набор щелочных и рудоносных пород, в том числе и эффузивов, принадлежащих ко всем четырем толщам ($MZ_2 tr_{1-4}$). Поэтому, как и при рассмотрении петрохимии щелочных пород, комплекса Мушугай-Худук может служить модельным при изучении поведения редких элементов в процессе становления и других позднемезозойских щелочных комплексов. Особенности поведения редких элементов в процессе эволюции состава комплекса Мушугай-Худук выявляются на диаграммах, отражающих зависимость содержания редких элементов от содержания кремнезема (рис. 37). Изменение последнего параметра в значительной мере определяется степенью дифференциации щелочной магмы, и в целом он может служить в качестве индекса дифференциации.

На основе анализа указанной диаграммы фиксируются следующие тенденции в поведении редких элементов при увеличении кремнекислотности щелочных пород (см. рис. 37).

1. Концентрации р.з.э., стронция, бария, лития, цезия, кобальта, никеля, хрома, ванадия, свинца, цинка отчетливо понижаются при переходе от наиболее недосыщенных кремнекислотой меланократовых щелочных эффузивов к пересыщенным кремнекислотой трахидацитам—трахириодацитам и их интрузивным аналогам. В то же время отмечаются определенные отклонения от этой тенденции в области с содержанием $SiO_2 = 55-59\%$, обусловленные спецификой редкоземельного состава трахит-латитов поздней эффузивной толщи ($MZ_2 tr_4$). Они по сравнению с другими щелочными породами с содержанием $SiO_2 = 55-59\%$ характеризуются пониженными концентрациями р.з.э., стронция, лития, цезия, свинца, цинка и повышенными — бария, хрома и никеля. На соответствующих диаграммах (см. рис. 37) точки составов трахит-латитов обычно в той или иной мере обособлены. При этом в отношении стронция, бария, лития, цезия тенденция к уменьшению их концентраций при повышении кремнекислотности трахит-латитов практически не выражена.

Другие отклонения от выявленных тенденций частично связаны со спецификой распределения редких элементов в меланократовых щелочных эффузивах ($MZ_2 tr_1$). В них эти тенденции нередко проявлены значительно более резко, что связано с существенным уменьшением содержаний стронция, бария, лития, цезия, хрома и ванадия при переходе от менее кремнекислых нефелиновых мелалейцитов к несколько более богатым кремнеземом меланефелинитам (нижний слой). Из других отклонений отметим также разброс содержаний лития, обусловленный его повышенной концентрацией в фonoлитах и некоторых образцах сиенитов (см. рис. 37). Не исключено, что в сиенитах частично проявлена и обратная тенденция — обогащение литием их более кремнекислотных разновидностей.

2. Концентрации рубидия, ниобия, циркония (и гафния) в целом увеличиваются при переходе от мелалейцититов—меланефелинитов к трахидацитам—трахириодацитам и их интрузивным аналогам. Отклонения от этих тенденций в первую очередь связаны с особенностями распределения рубидия, ниобия, циркония (и гафния) в меланократовых щелочных эффузивах. Здесь нефелиновые мелалейцититы верхнего слоя оказываются богаче меланефелинитов нижнего слоя (несколько более кремнекислых) рубидием, цирконием, гафнием и беднее — ниобием (см. рис. 37). В результате в меланократовых щелочных эффузивах резко проявлена положительная тенденция в отношении ниобия, так что меланефелиниты по содержанию его сопоставимы с субщелочными лейкотрахитами и лейкосиенитами. В то же время в мелалейцитах—меланефелинитах отчетливо выражены обратные тенденции в отношении рубидия, циркония и гафния.

Другие отклонения от выявленных тенденций для Rb, Zr частично определяются особенностями их концентрирования в поздних трахит—латитах ($MZ_2 tr_4$), которые по сравнению с породами с тем же или близким содержанием кремнезема (55–59%) оказываются в среднем беднее рубидием и богаче цирконием. В результате составы

пород в указанной области содержания кремнезема образуют довольно широкие вариации (см. рис. 37). В отношении циркония положительная тенденция проявлена даже резче, чем в остальных породах, а в отношении рублия она практически не выражена. Трахит-латиты хорошо укладываются в положительную тенденцию для ниобия (см. рис. 37). Данные рис. 37 позволяют предположить для сиенитов и лейкосиенитов более резко проявленную тенденцию к увеличению концентраций ниобия и, возможно, циркония при повышении их кремнекислотности.

Представленные геохимические данные в совокупности дают определенную информацию о генезисе рассматриваемых комплексов, подтверждающую и дополняющую результаты петрохимических исследований. Достаточно четко подтверждается выделение двух групп щелочных пород, различающихся по редкоземельному составу и особенностям его эволюции. К первой группе относятся эффузивы меланократовой щелочной ($MZ_2 tr_1$), субщелочной трахит-лейкотрахитовой ($MZ_2 tr_2$), трахириодацитов ($MZ_2 tr_3$) толщ и их интрузивные аналоги (а также шонкинит-порфиры). Для пород этой группы, представляющих последовательный ряд все более кремнекислых дифференциатов, характерно накопление циркония, гафния, ниобия, рублия в наиболее поздних дифференциатах при обеднении последних стронцием, барием, литием, цезием, элементами группы железа, свинцом, цинком. В этом ряду повышение кремнекислотности сопровождается возрастанием рубидий-стронциевого и ниобий-танталового отношений, экстремальным характером изменения калий-рубидиевого отношения (с максимумом в фолонитах (рис. 38)), а также понижением величины δEu .

Особенности эволюции редкоземельного состава пород первой группы, свидетельствующие о принадлежности их к одному ряду дифференциатов, подчеркиваются диаграммами, отображающими зависимость средних содержаний редких элементов в щелочных породах от их кремнекислотности (см. рис. 38). Точки составов пород первой группы четко укладываются в линейные зависимости. Как уже отмечалось, это касается и средних значений отношений Rb/Sr и Nb/Ta при закономерном экстремальном характере изменения средних отношений K/Rb (см. рис. 38).

Характерно, что в выявленные линейные зависимости средних содержаний редких элементов от кремнекислотности пород четко укладываются также точки средних составов жильных магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук (см. рис. 38). Это подтверждает предположение о возможности их формирования в процессе фракционной кристаллизации первичной щелочной магмы, видимо по составу отвечающей субщелочному трахиту (см. раздел книги "Петрохимия щелочных комплексов"). Карбонатиты в большинстве случаев не соответствуют установленным тенденциям, что лишнее раз свидетельствует об их образовании иным путем, а не в процессе кристаллизационной дифференциации щелочной магмы.

Полученные геохимические данные подтверждают принадлежность меланократовых щелочных эффузивов к первой группе пород и свидетельствуют о том, что их формирование, очевидно, было осложнено дополнительной дифференциацией. В ходе этого процесса происходило фракционирование меланократовой щелочной магмы, приведшее к кристаллизации меланефелинитов и лейцитовых меланефелинитов, а также нефелиновых мелалейцититов. Дифференциация сопровождалась относительным обогащением мелалейцититовой фракции стронцием, барием, рубидием, литием, цезием, цирконием, гафнием, хромом, никелем и обеднением ниобием. По геохимическим данным (см. рис. 38) к составу недифференцированной меланократовой щелочной магмы ближе всего стоят меланефелиниты нижней части нижнего слоя покрова меланократовых щелочных эффузивов ($MZ_2 tr_1$).

Среди интрузивных сиенитов обнаружены как субщелочные разности — петрографические аналоги трахит-лейкотрахитов, так и щелочные разности — нефелин- или кварцсодержащие (последние с щелочными амфиболами и пироксеном). Среди трахит-лейкотрахитов не встречены щелочные разности.

Следовательно, петрографические данные указывают на возможность более сильного проявления дифференциации магмы состава субщелочных трахит-лейкотрахитов в интрузивной фации по сравнению с эффузивной. Геохимические исследования в определенной мере это подтверждают, в частности по более резко выраженным положительным тенденциям в отношении ниобия, циркония и отрицательной — ванадия.

Кроме того, выявляется специфическая двойственная картина распределения лития при повышении кремнекислотности сиенитов: одна часть из них имеет отрица-

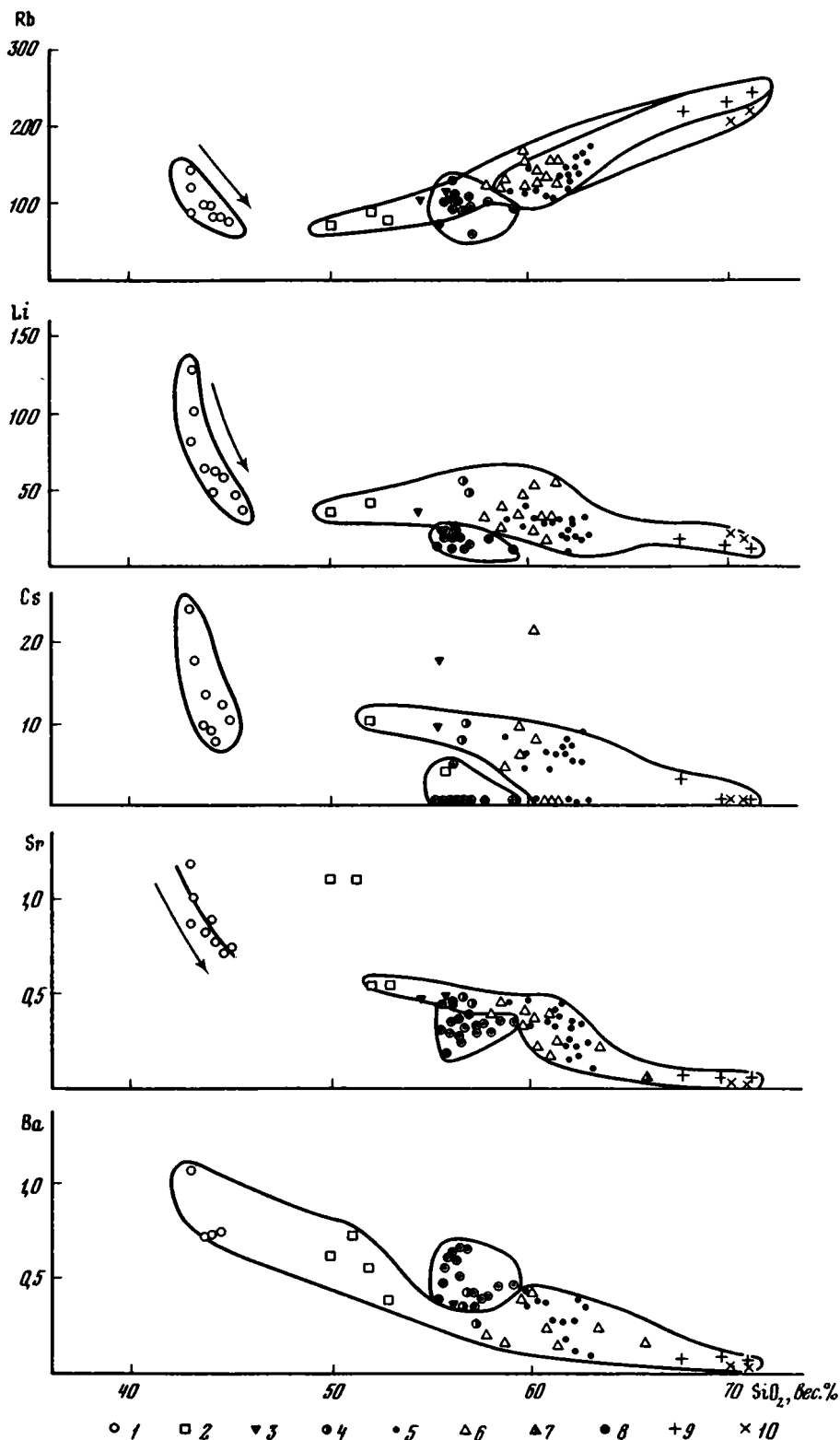
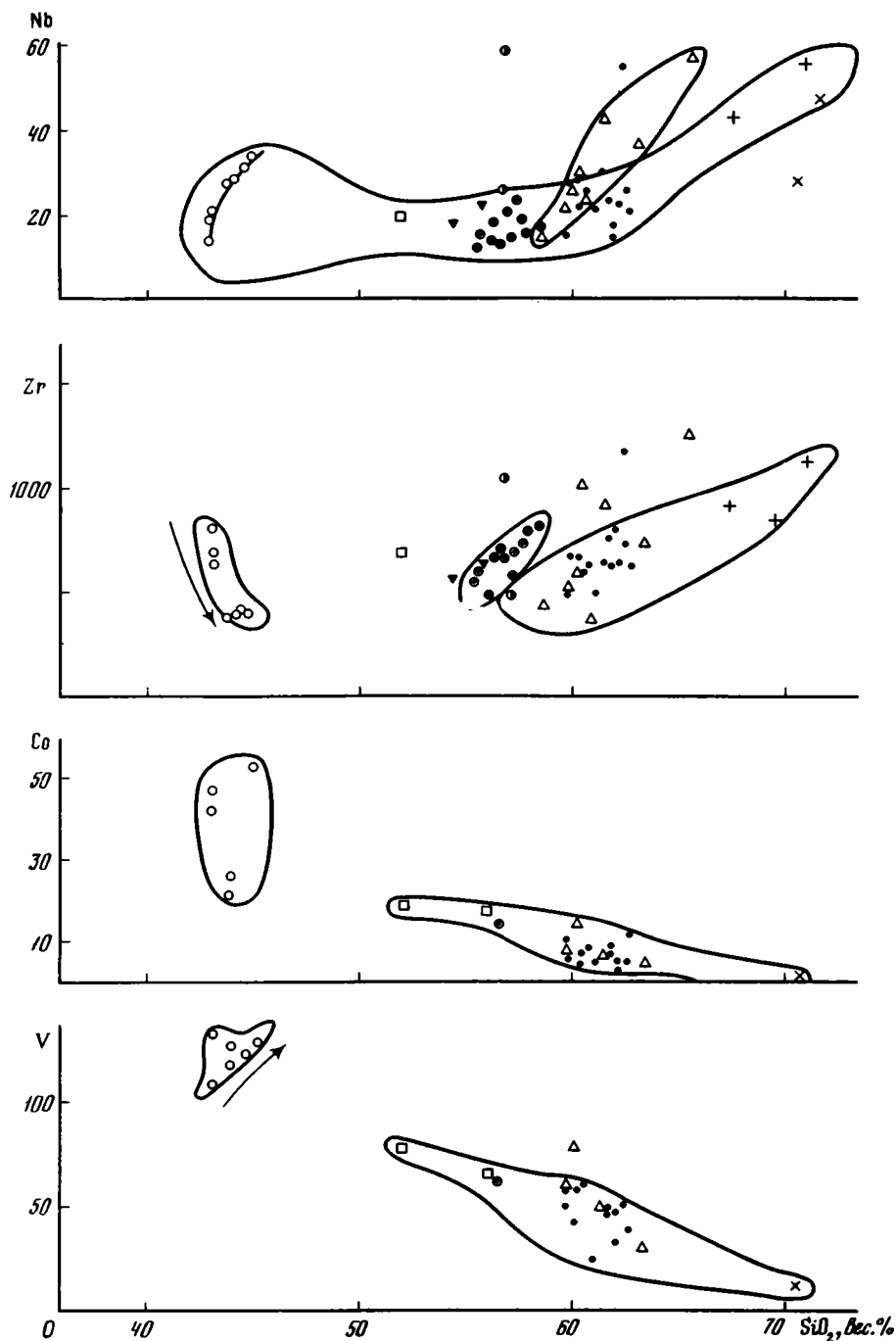


Рис. 37. Зависимость концентрации редких элементов (стронций и барий – в вес. %, остальные элементы – в г/т) от кремнекислотности щелочных пород комплекса Мушугай-Худук

1 – меланефелиниты – мелалейцититы; 2 – шонкинит-порфиры; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – фонолиты; 5 – субщелочные трахиты; 6 – субщелочные и щелочные сиениты; 7 – плагиоклазовые сиениты, монзониты, лейкомонзониты; 8 – плагиоклазовые трахиты и латиты; 9 – трахидациты, трахирнодациты; 10 – кварцевые сиениты, сиенит-порфиры



тельную тенденцию (подобно субщелочным трахит-лейкотрахитам), а другая — положительную (см. рис. 37).

Ко второй группе щелочных пород по распределению редких элементов (как и по петрохимическим характеристикам) относятся трахит-латиты (MZ_2tr_4). Последние по сравнению с щелочными породами первой группы с тем же содержанием кремнезема заметно беднее литием, цезием, стронцием, свинцом, цинком, отчасти рубидием, но богаче барием, цирконием и особенно хромом и никелем. По которым из этих элементов трахит-латиты не укладываются в тенденции, выявленные для пород первой группы. Это касается цезия, хрома, никеля, цинка, свинца и отчасти стронция и лития (см. рис. 38). Трахит-латиты определяются довольно низкой величиной калий-рубидиевого отношения и в этом плане также не соответствуют тенденции, проявлен-

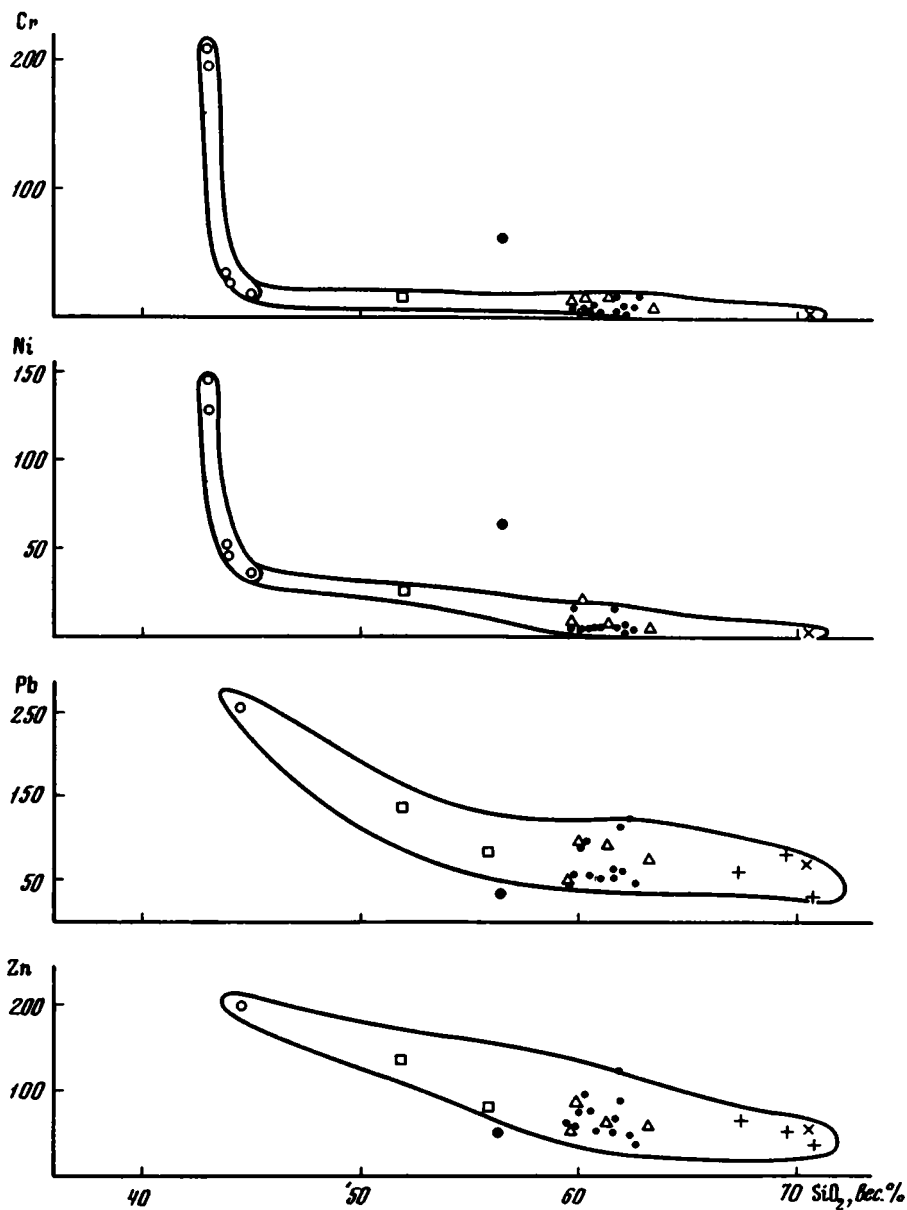


Рис. 37 (окончание)

ной для пород первой группы (см. рис. 38). Трахит-латиты не попадают на корреляционные линии зависимостей между содержаниями SiO_2 и р.з.э. в ряду меланократовые щелочные породы – субщелочные трахиты и лейкотрахиты (см. рис. 36). Все это наряду с петрохимическими данными не позволяет рассматривать трахит-латиты как продукты дифференциации щелочной магмы, производными которой являются щелочные эффузивы ранних толщ ($\text{MZ}_2 \text{ tr}_{1-3}$) и их интрузивные аналоги.

Щелочные породы двух выделенных групп имеют некоторое петрогенетическое единство, возможно обусловленное единым для них источником вещества (в глубинных зонах). Это подчеркивается тем, что средние составы трахит-латитов комплементарны с содержанием рубидия, бария, ниобия, тантала, циркония, гафния, кобальта, ванадия, ниобий-танталового и рубидий-стронциевого отношений в породах первой группы (см. рис. 38), а также общими зависимостями распределения р.з.э. в тех и других (см. рис. 33).

Трахитовые пирокласты комплекса Мушугай-Худук по средним содержаниям большинства изученных редких элементов (TR, Rb, Li, Cs, Ba, Nb, Ta, Zr, Hf, Co, Ni, Cr, V)

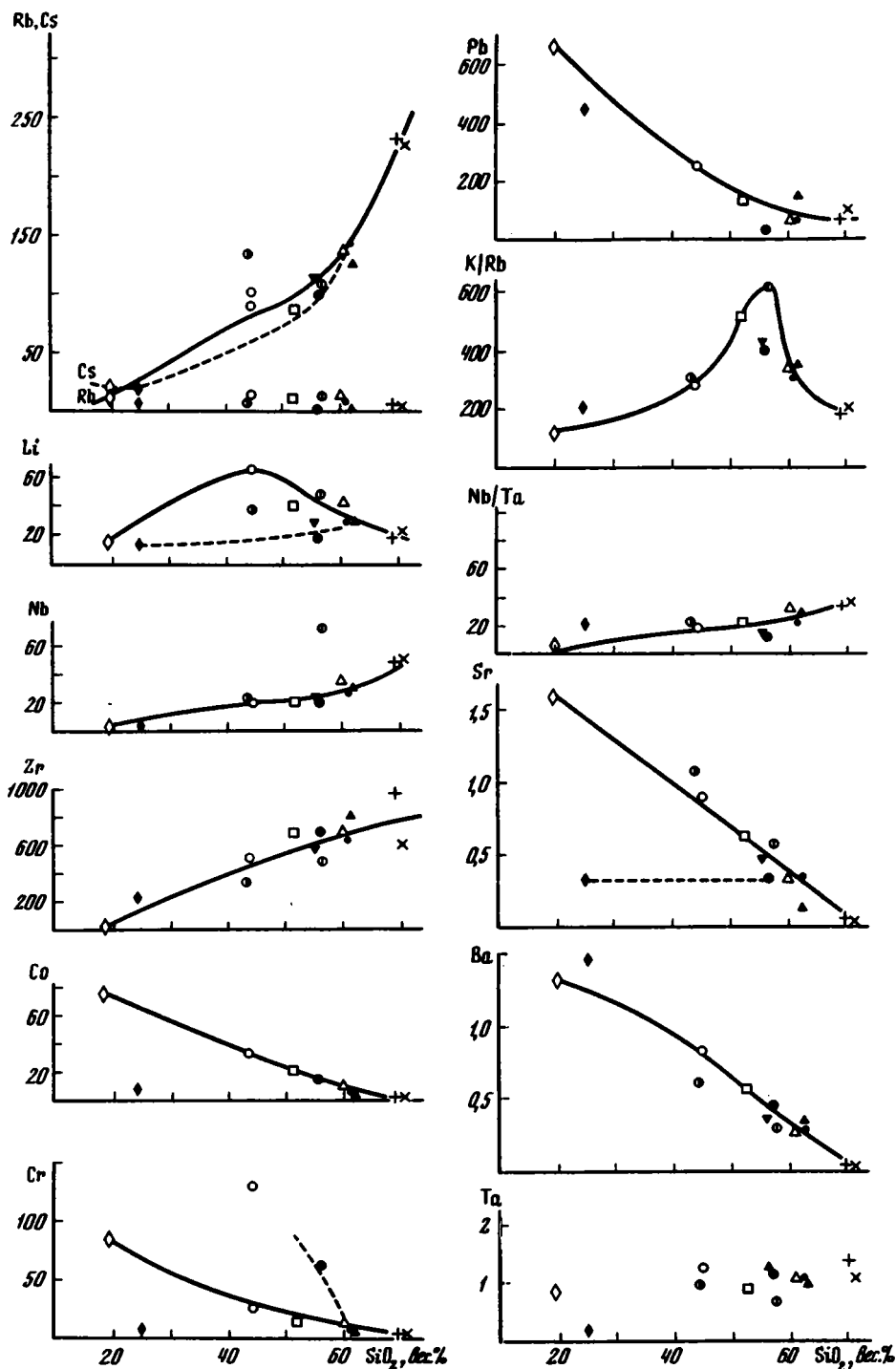


Рис. 38. Зависимость средних содержаний ряда редких элементов (стронций и барий – в вес. %, остальные элементы – в г/т), величины ниобий-танталового, калий-рубидиевого и рубидий-стронциевого отношений от кремнекислотности щелочных пород комплекса Мушугай-Худук

1 – меланефелиниты; 2 – нефелиновые мелалейциты; 3 – плагиоклазовые трахиты и латиты; 4 – субщелочные трахиты; 5 – трахидациты, трахириодациты; 6 – стекла трахириодацитов; 7 – шонкинит-порфиры; 8 – нефелиновые сиениты; 9 – субщелочные сиениты; 10 – плагиоклазовые сиениты; 11 – магнетит-апатитовые породы; 12 – карбонатиты

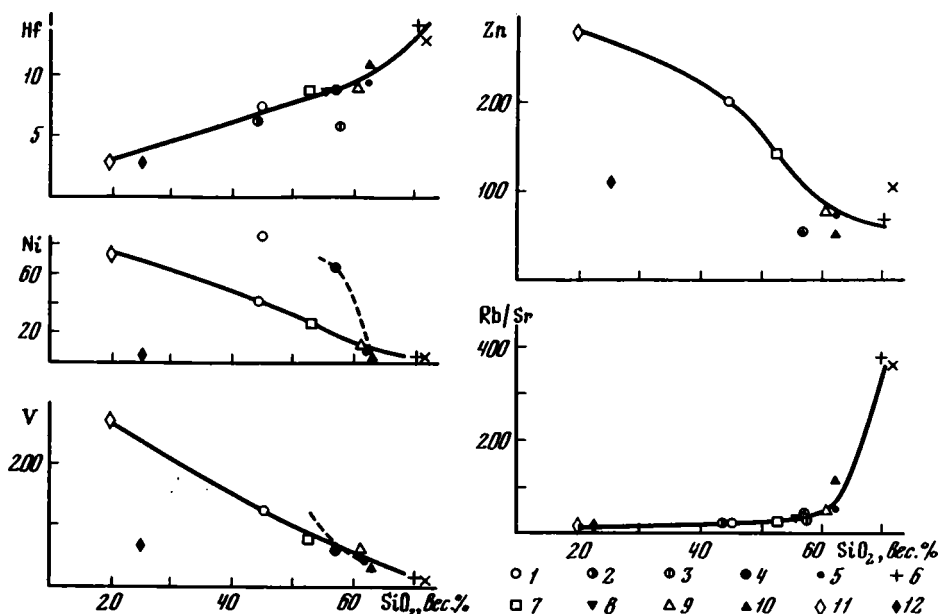


Рис. 38 (окончание)

и средним значениям отношений K/Rb , Rb/Sr , Nb/Ta , по параметру δEu близки к субщелочным трахит-лейкотрахитам, т.е. к породам первой группы (см. рис. 38). Однако пирокласты отличаются от субщелочных трахит-лейкотрахитов пониженными средними количествами цинка, стронция и повышенной концентрацией свинца. Это может указывать или на присутствие в пирокластах ксеногенного материала, или на вероятность дополнительной дифференциации магмы субщелочных трахит-лейкотрахитов в приповерхностных очагах.

Меланефелинитовые пирокласты по средним содержаниям большинства изученных редких элементов (Cs , Nb , Ta , Zr , Hf) и средним значениям отношений K/Rb , Rb/Sr , Nb/Ta близки к меланефелинитам. От последних они отличаются повышенными концентрациями рубидия, стронция и пониженными средними количествами лития и бария (см. табл. 5). Можно полагать, что эти особенности редкоэлементного состава меланефелинитов обусловлены присутствием в них ксеногенного обломочного материала.

Комплексы Хэцун-Тэг, Баян-Хушу, Дурбент-Дориту. По результатам геохимического изучения щелочных пород этих комплексов среди них, как и в комплексе Мушугай-Худук, выделяются две группы пород. К первой группе относятся субщелочные трахит-лейкотрахиты комплексов Хэцун-Тэг, Баян-Хушу, субщелочные лейкосиениты и трахидациты комплекса Баян-Хушу. В породах этой группы довольно отчетливо выявляются следующие тенденции в поведении редких элементов при изменении кремнекислотности пород (рис. 39).

1. Концентрация лития, цезия, стронция, бария, кобальта, никеля, хрома, ванадия понижаются при переходе к более кремнекислым образованиям, достигая минимальных значений в трахидацитах (66,5% SiO_2).

2. Концентрация рубидия, ниобия, циркония, гафния увеличиваются в указанном выше направлении, достигая максимума в трахидацитах. Аналогичные тенденции проявлены в изменении ниобий-танталового и рубидий-стронциевого отношений, тогда как калий-рубидиевое отношение при этом в целом понижается.

По уровням содержаний редких элементов и их средним концентрациям эти породы близки или практически идентичны их петрографическим и петрохимическим аналогам комплекса Мушугай-Худук. В последнем такие породы принадлежат к ряду дифференциатов единой щелочной магмы, видимо имеющей состав субщелочного трахита (первая группа щелочных пород комплекса Мушугай-Худук). Кроме того, в сопоставляемых образованиях четко проявлены одни и те же тенденции в изменении содержаний редких элементов при повышении их кремнекислотности (см. рис. 39): положи-

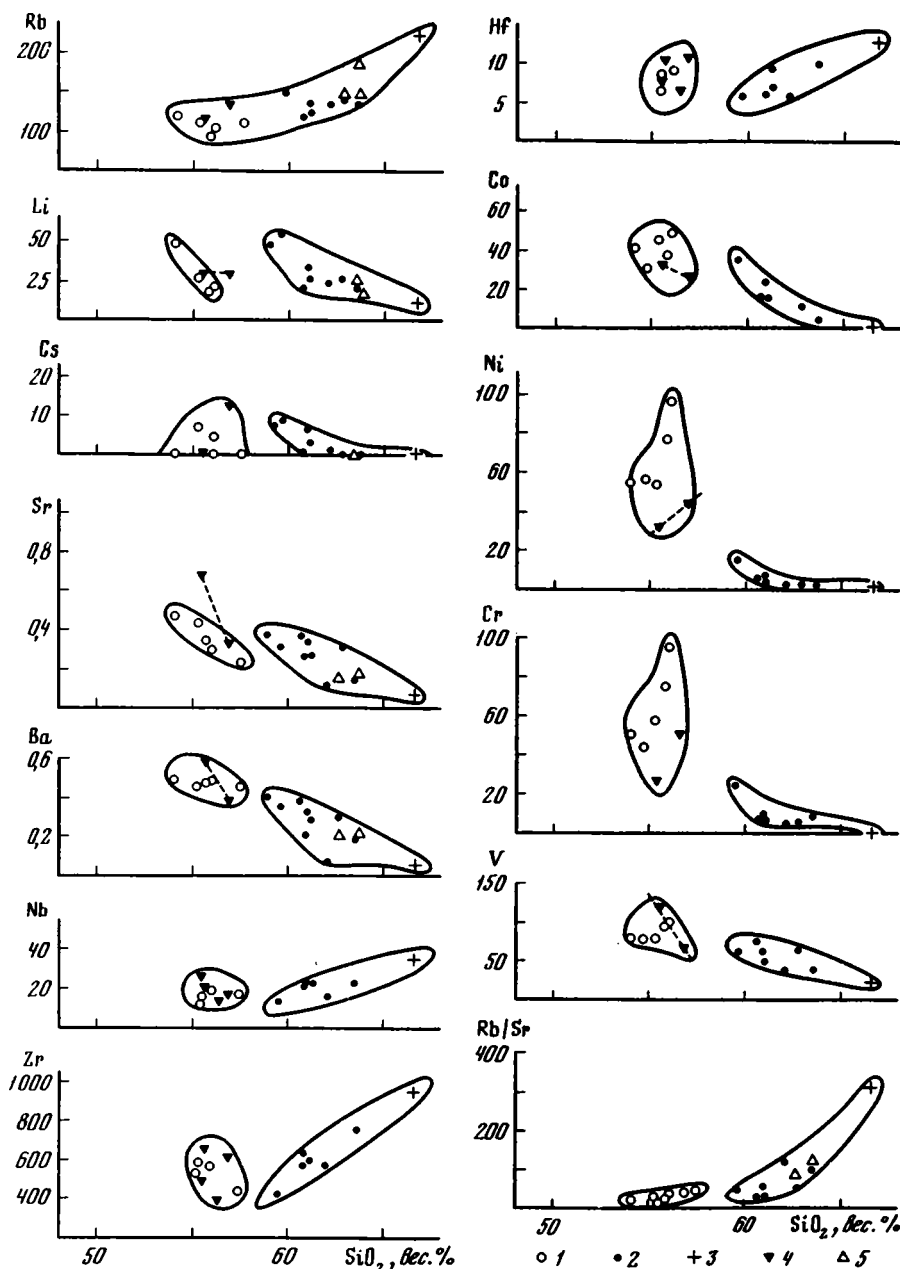


Рис. 39. Зависимость концентрации редких элементов (стронций и барий – в вес. %, остальные элементы – в г/т) от кремнекислотности щелочных пород комплексов Баян-Хушу, Хэцу-Тэг и Дурбент-Дориту

1 – плагиоклазовые трахиты и латиты; 2 – субщелочные трахиты; 3 – трахидациты, трахириодациты; 4 – нефелиновые сиениты; 5 – субщелочные и щелочные сиениты

тельные тенденции в отношении Rb, Nb, Zn, Hf и отрицательные – для Li, Cs, Sr, Ba, элементов группы железа. Все это свидетельствует о генетическом единстве пород первой группы комплексов Мушугай-Худук, Хэцу-Тэг и Баян-Хушу.

Ко второй группе щелочных пород в рассматриваемых комплексах отнесены нефелинсодержащие трахиты комплекса Хэцу-Тэг и трахит-латиты комплекса Дурбент-Дориту. В этих образованиях при повышении их кремнекислотности также проявлены отрицательные тенденции в поведении лития, стронция, бария и положительная тенденция в изменении рубидий-стронциевого отношения (см. рис. 39). Однако здесь плохо выражена положительная тенденция для рубидия и не фиксируются определенные закономерности в изменении концентраций цезия, ниобия, циркония, гафния, ко-

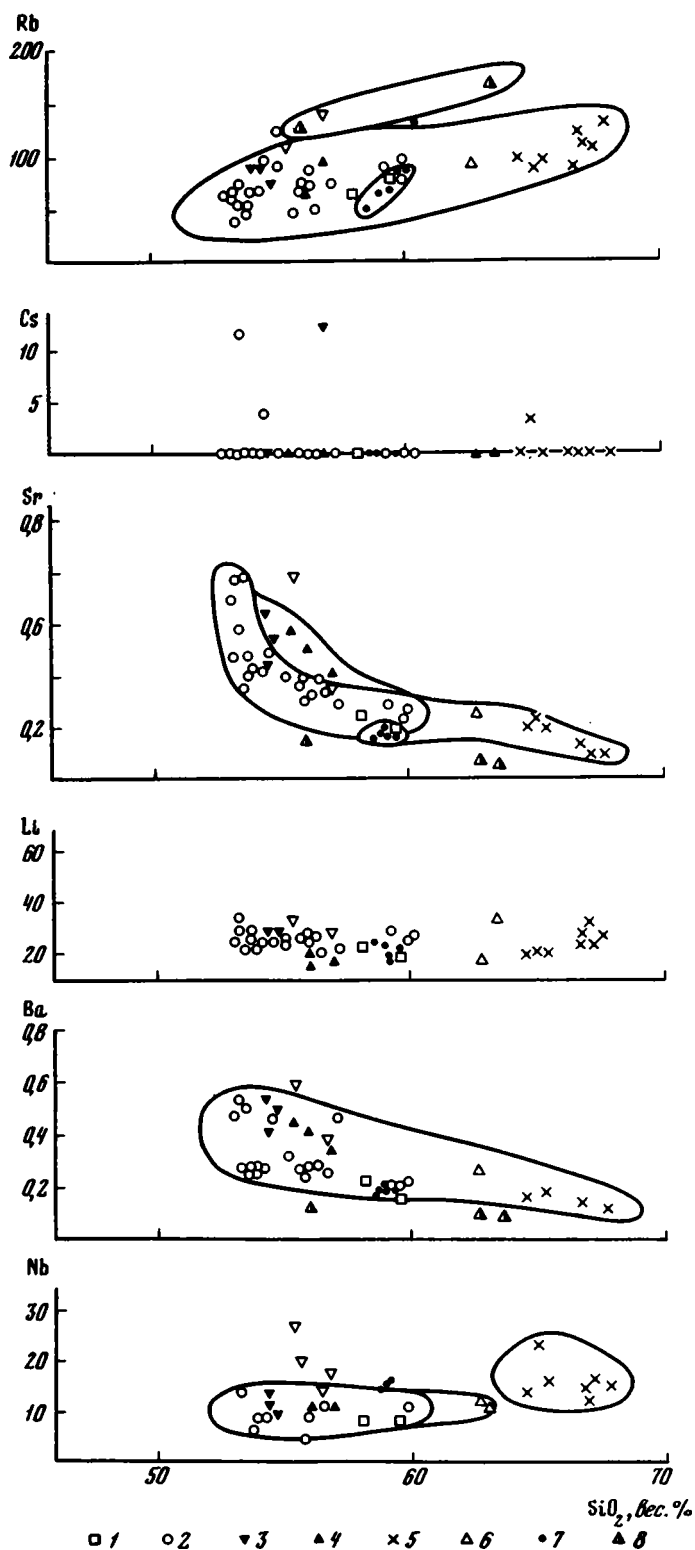


Рис. 40. Зависимость концентрации ряда редких элементов (стронций и барий – в вес. %, остальные элементы – в г/т) от кремнекислотности щелочных пород комплексов Улугейского, Хавтагай-Ула и Цогт-Обинского массива

1–6 – Улугейский массив: 1 – латиты, 2 – плагиоклазовые трахиты, 3 – нефелиновые сиениты, 4 – плагиоклизовые сиениты, 5 – кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, 6 – лейкомонциты; 7 – латиты, комплекс Хавтагай-Ула; 8 – латиты, Цогт-Обинский массив

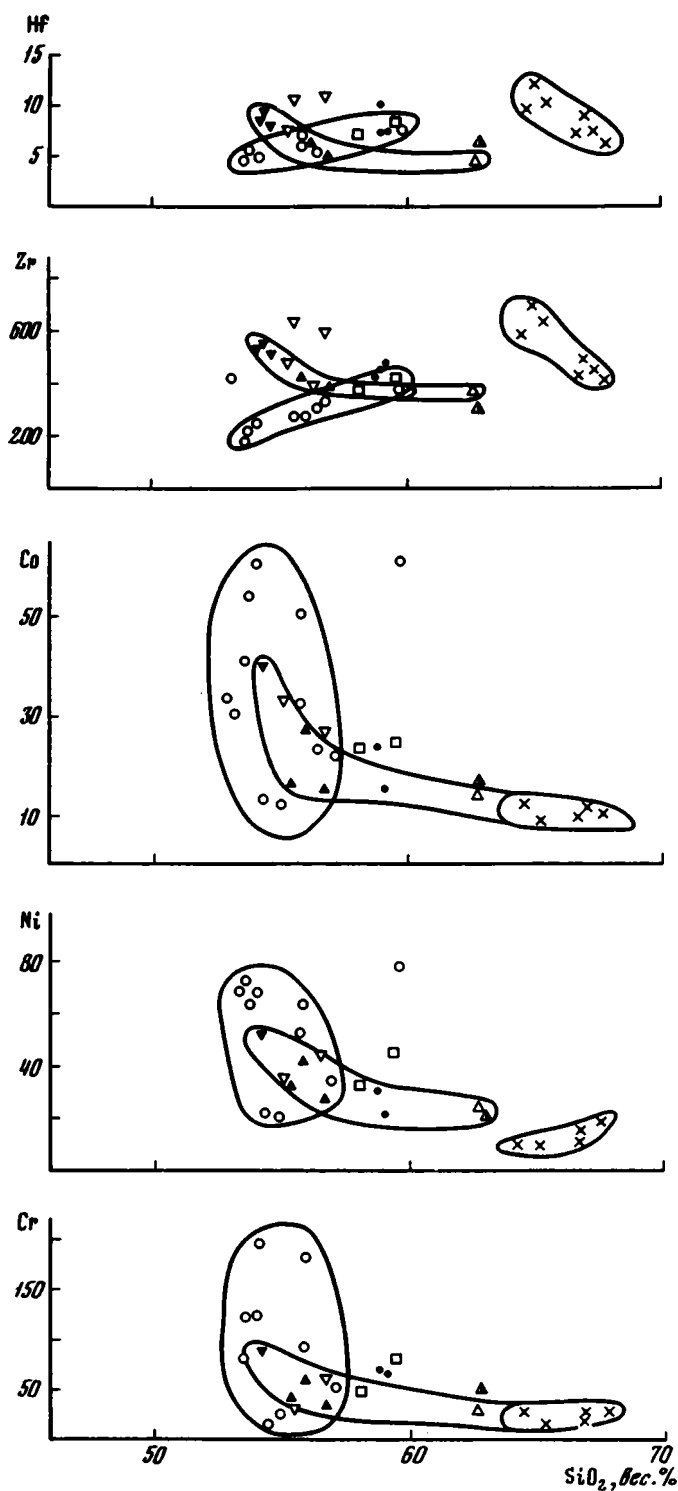


Рис. 40 (продолжение)

бальта, никеля, хрома, ванадия. Породы второй группы, являясь менее кремнекислотными, чем субщелочные трахит-лейкотрахиты и сиениты первой группы, сопоставимы с последними по уровню содержания лития, цезия, ниобия, циркония, гафния, но заметно богаче элементами группы железа, особенно никелем и хромом (см. рис. 39).

Породы второй группы комплексов Хэцу-Тэг и Дурбент-Дориту по уровням содержания большинства редких элементов и их средним концентрациям сопоставимы с тра-

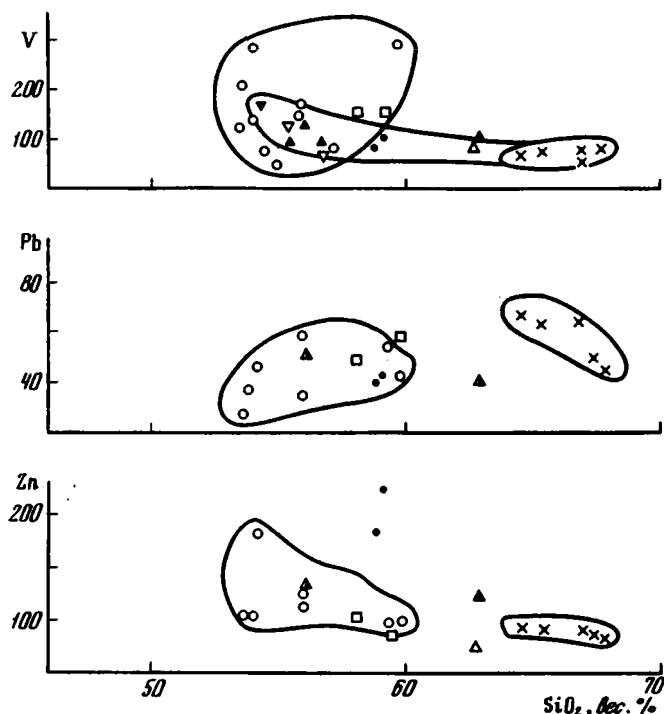


Рис. 40 (окончание)

хит-латитами (MZ_2tr_4) комплекса Муштугай-Худук (с указанными ранее вариациями) (см. рис. 37, 39). В этих образованиях при изменении кремнекислотности проявлены близкие тенденции в поведении таких редких элементов, как Rb, Li, Sr, Ba, и изменении отношения Rb/Sr при отсутствии четко выраженных трендов в случае Cs, Hf, Ni, Cr.

Улугейский комплекс. Щелочные породы комплекса в основном плагиоклазосодержащие. В зависимости от изменения кремнекислотности щелочных пород фиксируются следующие особенности концентрации редких элементов (рис. 40).

1. Концентрации стронция, бария и цинка постепенно понижаются, а рубидия — повышаются, что характерно как для эффузивов, так и для интрузивных пород. В диапазоне 53–57% SiO_2 отмечаются некоторые отклонения от этих тенденций, обусловленные относительно широкими вариациями содержащий Sr, Ba, Rb в плагиоклазосодержащих трахитах. Это характерно и для аналогичных пород комплекса Муштугай-Худук.

2. Концентрации ниобия, циркония и гафния в общем повышаются при переходе от трахитов и сиенитов к кварцевым сиенитам и сиенит-порфирам. Однако картина здесь довольно сложная, что обусловлено различием в геохимической специфике эффузивов и интрузивных пород, а также отдельных групп среди последних. В отношении циркония и гафния четко проявлены различные тенденции при увеличении кремнекислотности пород: положительные — для эффузивов, отрицательные — для интрузивных образований. При этом понижение концентраций циркония и гафния в сиенитах и монцонитах, с одной стороны, и кварцевых сиенитах и сиенит-порфирах, с другой стороны, идет параллельно, линейной зависимости здесь не выявляется. Что касается ниобия, то в разных группах пород явных изменений его содержания не отмечается (см. рис. 40).

3. Во всем рассматриваемом диапазоне концентраций кремнекислотности не устанавливается какой-либо тенденции в изменении содержания цезия. Это характерно и для распределения лития в эффузивах, тогда как в интрузивных породах намечается отрицательная тенденция в сиенит-лейкомонцонитах и положительная — в кварцсодержащих породах.

4. Своеобразно поведение элементов группы железа. В целом минимальные их ко-

личества свойственны наиболее кремнекислым интрузивным породам. Однако для эффузивов определенные тенденции здесь не проявлены. В интрузивных породах намечаются отрицательные тенденции в отношении кобальта, хрома и ванадия. Поведение никеля более сложное. В группе сиенитов его содержания понижаются при уменьшении их кремнекислотности, тогда как в группе кварцсодержащих интрузивных пород вырисовывается обратная тенденция (рис. см. 40).

5. В поведении свинца выявляются различные тенденции в эффузивных и интрузивных (кварцсодержащих) породах. При обогащении пород кремнеземом в первых содержания свинца в целом возрастает, а во вторых — уменьшается. Субщелочные лейкотрахиты характеризуются специфическими геохимическими особенностями, которые совершенно не укладываются в тенденции, выявленные для других щелочных пород Улугейского комплекса.

Полученные геохимические данные позволяют выделить среди щелочных пород Улугейского комплекса три группы образований. К первой группе отнесены субщелочные трахиты. По сравнению с другими средними породами они определяются повышенными содержаниями рубидия, ниобия, циркония, гафния, пониженными — стронция, бария, лития, элементов группы железа меди, низкой величиной калий-рубидиевого отношения и высоким значением рубидий-стронциевого отношения (см. табл. 5, рис. 41). По всем этим параметрам субщелочные лейкотрахиты Улугейского комплекса близки к субщелочным трахит-лейкотрахитам других комплексов, в том числе комплекса Мушутай-Худук. На диаграммах, отражающих зависимость концентраций редких элементов от кремнекислотности пород, точки составов субщелочных лейкотрахитов расположены обособленно и не подчинены тенденциям, установленным для других щелочных пород Улугейского комплекса. Данные рис. 41 свидетельствуют о том, что другие щелочные породы этого комплекса (интрузивные и эффузивные) вряд ли могли образовываться в процессе дифференциации первичной магмы, по составу отвечающей субщелочному лейкотрахиту.

Вторая группа пород объединяет преобладающие среди эффузивов Улугейского комплекса плагиоклазовые трахиты, а также латиты, выделяющиеся среди прочих щелочных образований комплекса своей геохимической спецификой и особенностями поведения Li, Nb, Zr, Hf, Co, Ni, Cr, V, Pb, Zn (см. рис. 41). Судя по полученным геохимическим данным, отдельные разности этих трахит-латитов могли формироваться в процессе дифференциации трахитовой магмы, сопровождающейся накоплением в наименее щелочных и наиболее кремнекислых латитах циркония, гафния и свинца при обеднении их в целом стронцием, барием, элементами группы железа, медью, цинком, калием и стронцием относительно рубидия (см. рис. 11).

К третьей группе относятся интрузивные щелочные породы Улугейского сиенитового массива, видимо, представляющие ряд дифференциатов сиенитовой (?) магмы. Об этом могут свидетельствовать линейноподобные зависимости между средними составами интрузивных пород для большинства редких элементов, калий-рубидиевого и рубидий-стронциевого отношений (см. рис. 11). Интересно, что точка среднего состава магнетит-апатитовых пород Улугейского комплекса укладывается в эти зависимости по Rb, Li, Nb, Hf, V, Cu, средним величинам отношений K/Rb и Rb/Sr (см. рис. 41). Это указывает на вероятность образования магнетит-апатитовых пород также в процессе кристаллизационной дифференциации сиенитовой магмы. В то же время данные рис. 41 свидетельствуют о малой вероятности формирования карбонатитов Улугейского массива в ходе такого процесса. Судя по распределению редких элементов, механизм их образования иной.

Однако простым фракционированием сиенитовой магмы трудно объяснить все особенности распределения редких элементов в интрузивных породах Улугейского массива. В первую очередь это касается поведения лития, циркония, гафния, а также ниобия и никеля (см. рис. 40, 41). Особенности поведения редких элементов с учетом геологических данных, по-видимому, объясняются осложнением основного процесса дифференциации сиенитовой магмы дополнительной дифференциацией отдельных фракций — сиенитовой и кварц-сиенитовой в промежуточных очагах. При дополнительной дифференциации и дальнейшей кристаллизации сиенитовой фракции образовывался ряд плагиоклазсодержащих пород: нефелиновые сиениты — сиениты (монцититы) — лейкомонцититы. В этом направлении происходило обеднение наименее щелочных и наиболее кремнекислых дифференциатов литием, цирконием, гафнием, никелем, а также стронцием, барием, элементами группы железа, медью, калием относительно

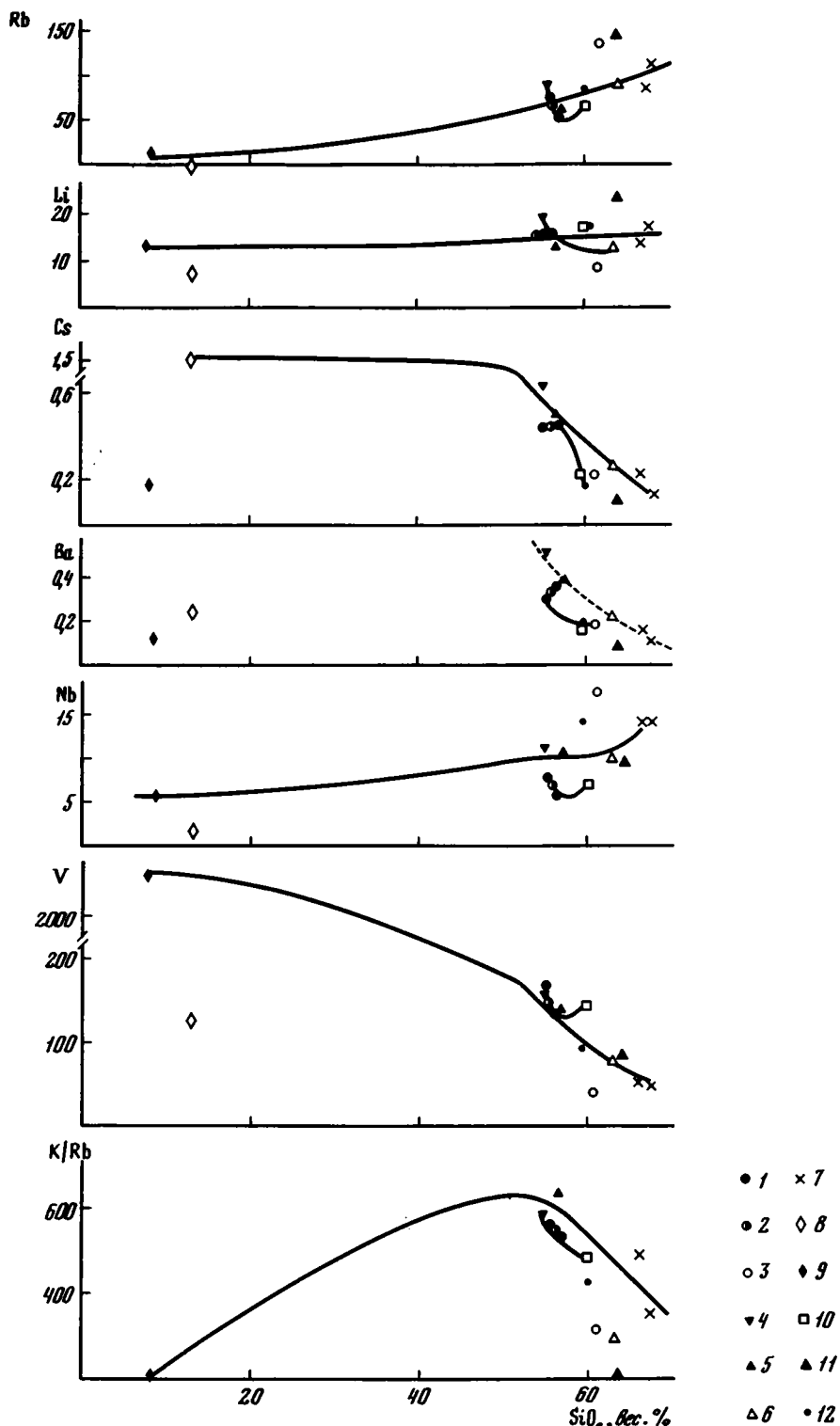
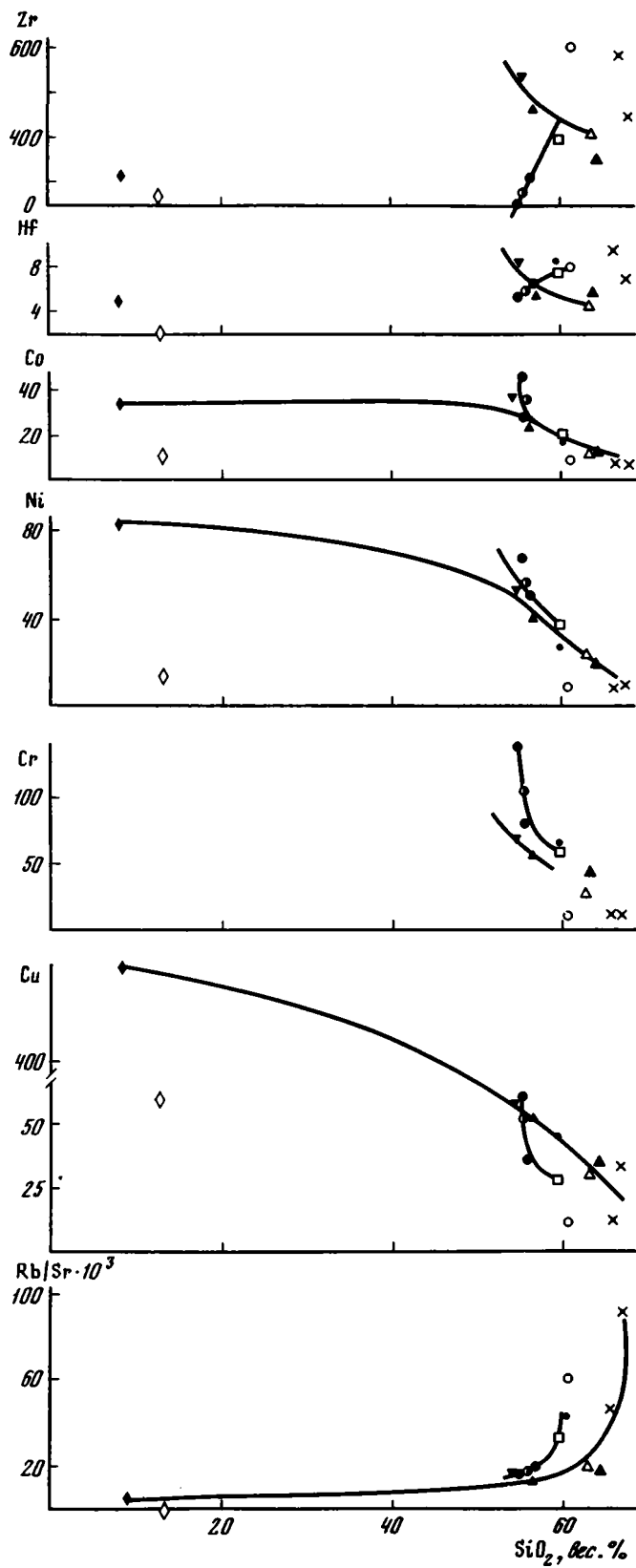


Рис. 41. Зависимость средних содержаний ряда редких элементов (стронций, цезий — в вес. %, остальные элементы — в г/т), величины калий-рубидиевого и рубидий-стронциевого отношений от кремнекислотности щелочных пород комплексов Улугейского, Хавтагай-Ула и Цогт-Обинского массива

1—10 — Улугейский комплекс: 1 — плагиоклазовые трахиты (без нефелина и нефелинсодержащие), 2 — средний состав трахит-латитов, 3 — субщелочные лейкотрахиты, 4 — нефелиновые сиениты, 5 — плагиоклазовые сиениты, 6 — лейкомагониты, 7 — кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, 8 — карбонатиты, 9 — магнетит-апатитовые породы, 10 — латиты; 11 — лейкомагониты, Цогт-Обинский массив; 12 — латиты, комплекс Хавтагай-Ула



рубидия (см. рис. 41). Судя по геологическим данным (близкое или одновременное образование пород "ядра" Улугейского массива, обычно отсутствие резких контактов между ними, перемежаемость), дополнительная дифференциация сиенитовой магмы проходила в близповерхностных условиях.

В случае кварц-сиенитовой фракции могли обособиться дифференциаты, при кристаллизации которых образовались соответственно кварцевые сиениты (с плагиоклазом) и кварцевые сиенит-порфиры (бесплагиоклазовые). Кварц-сиенитовая фракция изначально была обогащена ниобием, цирконием, гафнием, рубидием и обеднена рядом других редких элементов (Sr, Ba, элементами группы железа, медью), а также рубидием относительно калия и стронция. В процессе ее дифференциации в несколько более кремнекислых, но содержащих плагиоклаз кварцевых сиенитах накапливались Rb, Li, Ni, Cu относительно калия и стронция. Но они уже обеднялись цирконием, гафнием и рядом других элементов. При этом не происходило заметного перераспределения ниобия между кварцевыми сиенитами и сиенит-порфирами (см. рис. 41).

В целом по редкоэлементному составу плагиоклазовые трахиты близки к их петрохимическим аналогам — плагиоклазовым сиенитам. Они существенно различаются лишь по среднему содержанию циркония (см. рис. 41). Нефелиновые сиениты не являются геохимическими аналогами нефелинсодержащих трахитов, характеризуются более высокими средними концентрациями стронция, бария, ниобия, циркония, гафния и меньшими содержаниями хрома. Еще в большей мере различается редкоэлементный состав латитов и лейкомонцитов — наименее щелочных и наиболее кремнекислых среди средних пород. Эти данные могут свидетельствовать о следующем (см. рис. 41).

1. В геохимическом отношении первичные магмы, дифференциация которых привела к формированию покровных трахит-латитов и интрузивных пород Улугейского сиенитового массива, были близки по составу. Различия между ними заключаются в несколько более низких средних концентрациях Sr, Ba, Nb, Zr, K и Sr относительно рубидия и в повышенных средних количествах Cr в магмах трахит-латитов. При этом наибольшее отличие наблюдается и в концентрации Sr.

2. Геохимические условия формирования дифференцированных серий эффузивных и интрузивных пород были неодинаковыми. Это подчеркивается совершенно различными тенденциями в изменении средних содержаний лития, циркония, гафния, а также ниобия и ванадия при повышении кремникислотности пород. В интрузивных образованиях в ряду нефелиновый сиенит — сиенит — лейкомонцит фиксируется последовательное обеднение литием, цирконием, гафнием, ванадием при постоянстве средних концентраций ниобия. В эффузивных породах в ряду нефелинсодержащих трахит — трахит — латит, наоборот, отмечается последовательное накопление лития, циркония, гафния. Для этого же ряда характерно волнообразное изменение средних содержаний ниобия и ванадия с минимумом, приходящимся на трахиты. Обращает на себя внимание и тот факт, что при одинаковых тенденциях в поведении Sr, Ba, Cr, Cu, в изменении рубидий-стронциевого отношения в рассматриваемых рядах наклоны корреляционных линий связи на соответствующих диаграммах (см. рис. 41) заметно отличаются.

Выявление различия в особенностях эволюции редкоэлементного состава, с одной стороны, трахит-латитов, а с другой — интрузивных пород Улугейского сиенитового массива (с которыми ассоциируются рудоносные породы) еще в большей степени подчеркиваются отличия в геологических условиях их формирования, свидетельствующих о, возможно, неодинаковом возрастном (или стратиграфическом) положении рассматриваемых групп пород.

Комплексы Хавтагай-Ула и Цогт-Обинский. Латиты комплекса Хавтагай-Ула по редкоэлементному составу весьма близки к латитам Улугейского комплекса, отличаясь от последних лишь повышенными содержаниями ниобия и цинка (см. рис. 53). Кроме этих элементов, они в общем укладываются в тенденции, выявленные для других элементов, в частности для латитов Улугейского комплекса и в целом для пород трахит-латитовой группы этого комплекса (см. рис. 40, 41). Это свидетельствует о близких геохимических условиях формирования сопоставляемых пород.

Монциты и лейкомонциты Цогт-Обинского массива отличаются от соответствующих пород Улугейского сиенитового массива повышенными содержаниями рубидия и лития и пониженными концентрациями стронция и бария при близких количествах других редких элементов (см. рис. 41). Несмотря на различия в уровнях содержаний ряда редких элементов, породы Цогт-Обинского массива в целом соответствуют

корреляционным зависимостям содержаний редких элементов и кремнекислотности, выявленным для щелочных пород Улугейского сиенитового массива.

Сопоставление геохимических данных по разным комплексам позволяет заключить, что среди этих комплексов по редкоземельному составу и особенностям его эволюции могут быть выделены следующие группы пород.

1. Первая группа щелочных пород в наиболее полном виде выражена в комплексе Мушугай-Худук, где представлена меланократовыми щелочными эффузивами ($MZ_2 tr_1$), фолитами, субщелочными трахит-лейкотрахитами ($MZ_2 tr_2$) и трахидацит-трахириодацитами ($MZ_2 tr_3$) в эффузивной фации, шонкинит-порфирами, нефелиновыми сиенитами, щелочными и субщелочными сиенит-лейкосиенитами, кварцевыми сиенит-порфирами в интрузивной фации. В других комплексах встречаются в основном субщелочные трахит-лейкотрахиты, а также более редкие трахириодациты. Эффузивные и интрузивные аналоги пород первой группы как в пределах одного комплекса, так и в разных комплексах характеризуются близкими параметрами распределения редких элементов (см. табл. 5) и одинаковыми тенденциями в их поведении. Последнее выражается в последовательном накоплении во все более кремнекислых образованиях рубидия, ниобия, циркония, гафния, ниобия относительно тантала и рубидия относительно стронция. В этом же направлении происходит обеднение щелочных пород литием, цезием, стронцием, барием, элементами группы железа, свинцом, цинком, р.з.э.

Породы первой группы представляют собой единый ряд дифференциатов, формировавшихся в процессе фракционирования магмы, по составу отвечающей субщелочному трахиту. По подавляющему числу редких элементов выявляется линейный характер связи составов щелочных пород первой группы и жильных магнетит-апатитовых пород, что допускает возможность образования последних в ходе кристаллизационной дифференциации магм указанного выше состава. Все это хорошо согласуется с данными по изучению петрохимии щелочных и рудоносных пород.

2. Вторая группа щелочных пород представлена в основном плагиоклазсодержащими трахитами (в том числе с нефелином) и латитами, а также бесплагиоклазовыми нефелинсодержащими трахитами комплекса Хэцу-Тэг. Трахиты-латиты из разных комплексов сопоставимы по распределению редких элементов, но отличаются по этим показателям от других эффузивных средних пород рассматриваемых комплексов. Прежде всего это касается повышенных концентраций элементов в группы железа, меди и пониженных содержаний рубидия (см. табл. 5). Распределение редких элементов в трахит-латитах отличается от такового в породах первой группы. В них не выявляется определенных тенденций в изменении содержаний цезия, элементов группы железа, меди, а в отдельных комплексах — лития, ниобия, циркония, гафния. По ряду элементов точки составов трахит-латитов не образуют линейных связей, выявленных для пород первой группы. Все это свидетельствует о малой вероятности предположения, что формирование трахит-латитов происходило в процессе такой дифференциации магмы, которая привела к образованию меланократовых щелочных вулканитов и субщелочных трахитов и лейкотрахитов.

В то же время фиксируется близкое распределение ряда редких элементов в породах первой и второй групп. Кроме того, для трахит-латитов не установлены тенденции в изменении содержаний редких элементов, обратные выявленным для пород первой группы. Эти тенденции в трахит-латитах могут быть не проявлены, но никогда при положительной (или отрицательной) тенденции в поведении редких элементов для пород первой группы не отмечаются отрицательные (или положительные) тенденции для трахит-латитов. Кроме того, здесь нельзя не обратить внимание на то, что латиты и плагиоклазсодержащие трахиты Улугейского комплекса, латиты Мушугайского комплекса и субщелочные трахиты и лейкотрахиты образуют единые корреляционные зависимости между содержаниями р.з.э. и SiO_2 , а также параметром δEu и концентрацией SiO_2 (см. рис. 36). Очевидно, эти данные могут свидетельствовать о генетической связи сравниваемых образований и, возможно, о едином для них глубинном источнике вещества.

К третьей группе пород отнесены интрузивные щелочные породы Улугейского сиенитового и Цогт-Обинского массивов. Являясь петрохимическими аналогами трахит-латитов (нефелиновые сиениты, сиениты, моноцит-лейкомонциты) или трахидацитов (кварцевые сиенит-порфиры и сиениты), они большей частью не могут рассматриваться как их полные геохимические аналоги (см. рис. табл. 5). В этом плане наиболее близ-

ки лишь плагиоклазсодержащие сиениты и трахиты Улугейского комплекса. Своеобразно поведение редких элементов при формировании пород третьей группы. По тенденции в поведении цезия они идентичны трахит-латитам; по тенденциям в поведении рубидия, стронция, бария, в изменении рубидий-стронциевого отношения близки трахит-латитам и породам первой группы; по распределению ниобия, элементов группы железа, свинца, цинка и по изменению калий-рубидиевого отношения сопоставимы с породами первой группы.

Можно полагать, что породы третьей группы образуются в условиях, промежуточных между условиями образования пород второй и первой групп, и в этом отношении стоят ближе к последним. Это подчеркивается и возможностью формирования магнетит-апатитовых пород Улугейского сиенитового массива в процессе дифференциации щелочной магмы, что выявлено для аналогичных пород в комплексе Мушугай-Худук. Однако в отличие как от пород первой группы, так и от пород второй группы, в случае интрузивных пород Улугейского сиенитового массива проявлены обратные (отрицательные) тенденции в изменении содержаний циркония и гафния при обогащении пород кремнеземом. Это указывает на специфическую обстановку, в которой происходило становление Улугейского сиенитового массива. Таким образом, по распределению редких элементов в позднемезозойских щелочных комплексах Монголии намечается главная эволюционная линия, объединяющая меланократовые щелочные породы, субщелочные трахит-лейкотрахиты, сиениты, кварцевые сиениты, трахириодациты и рудоносные апатитовые породы, а также второстепенные тренды: 1) в меланефелинитах — мелалейцититах; 2) в ассоциации латит-плагиоклазовых трахитов—субщелочных трахит-лейкотрахитов, их пирокластов, трахириодацитов и их плутонических аналогов. Если главная эволюционная линия четко фиксируется по средним содержаниям различных элементов, то второстепенные тренды выявляются по рядам точек содержаний элементов в каждой разновидности пород. Обычно второстепенные тренды не совпадают с главной линией, увеличивая дисперсию составов в пределах главного эволюционного направления.

Изменение содержаний элементов во времени в рассматриваемых комплексах определяется четкой хронологической последовательностью вулканических и плутонических пород (см. рис. 15), когда меланократовые щелочные породы сменяются фолонитами, затем субщелочными трахит-лейкотрахитами и сиенитами, затем трахириодацитами и наконец латит-трахитами. Соответственно этой последовательности пород происходит экстремальное изменение концентраций различных элементов: при переходе от пород толщи MZ_2tr_1 к породам толщи MZ_2tr_3 происходит накопление рубидия, ниобия, циркония, гафния и затем сохранение или понижение их уровня концентраций в толще MZ_2tr_4 ; в этом же направлении сначала понижаются (до толщи MZ_2tr_3), а затем возрастают или сохраняются на том же уровне (в толще MZ_2tr_4) содержания лития, цезия, стронция, бария, элементов группы железа, свинца, цинка. Содержания р.з.э. в этом направлении понижаются, а значение параметра δEu проходит через минимум.

РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В связи с выявленными в Южной Монголии позднемезозойскими щелочными комплексами установлено несколько типов рудопроявлений полезных ископаемых — апатита, флюорита, редких земель, стронция, бария, железных руд [34], а также свинца. Как и в других карбонатитовых массивах, руды являются комплексными. В настоящее время рудоносные породы и связанные с ними рудопроявления известны в комплексах Мушугай-Худук, Баян-Хушу, Улугейском и Цогт-Обинском. Геологическая, минералого-петрографическая и геохимическая характеристики рудоносных образований этих комплексов приведены в предыдущих разделах книги. Ниже рассматриваются типы руд и особенности их локализации в разных комплексах.

Комплекс Мушугай-Худук. В этом комплексе встречены все перечисленные выше рудопроявления полезных ископаемых, многие из которых, несомненно, представляют практический интерес. Эти рудопроявления слагают компактные по размерам участки главным образом в восточной и юго-восточной частях площади развития пород комплекса Мушугай-Худук (см. рис. 2). Как отмечалось выше, эти рудоносные участки расположены в кровле сиенитовых массивов, в зонах их эндо- и экзоконтактов

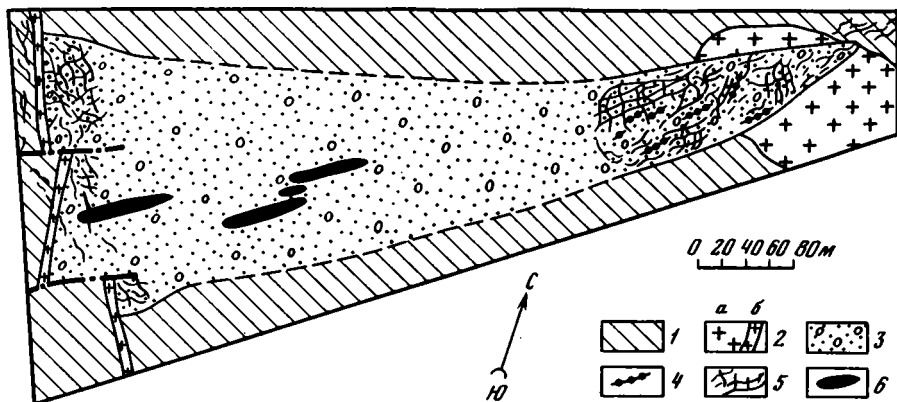


Рис. 42. Схема геологического строения рудного участка 1 по [34]

1 — вмещающие алевролиты (PZ_2); 2 — липариты (а), дайки кварцевых порфиров (б); 3 — эруптивные брекчи полевошпат-карбонатного состава; 4 — магнетит-апатитовые породы с флогопитом; 5 — кальцитовые, кальцит-флюорит-целестиновые карбонаты; 6 — флюорит-магнетит-апатитовые брекчи с целестином

или тяготеют к последним и приурочены к глубоко эродированным горизонтам палеовулканов, остаткам жерловых фаций. Следи́м наиболее интересные рудоносные участки.

Участок 1 (рис. 42). В его пределах среди брекчированных щелочных пород выявлена мощная зона (50×500 м) с флюоритовой, редкоземельной, стронциевой, бариевой минерализацией. Здесь, кроме минерализованных брекчий, широко распространены жилы карбонатов, карбонатно-флюоритовых, кварц-флюоритовых и флюоритовых пород мощностью 0,2–1,0 м, протяженностью 10–100 м. Менее развиты карбонатно-целестин-баритовые породы. В центральной части участка (вблизи крупной дайки трахилипаритов) обнаружены четыре жильные тела флюорит-целестин-магнетит-апатитовых пород мощностью 0,3–3,0 м, длиной 5–30 м. Кроме того, отмечены более редкие жильные тела магнетит-апатитовых пород. В целом рудоносная зона (участок 1) протягивается с незначительными перерывами в северо-восточном направлении, выклиниваясь вблизи юго-восточного окончания Главного массива сиенитов.

Участок 2 (см. рис. 4). Здесь отмечается крупное ($\sim 30 \times 70$ м) штокообразное зональное тело Апатитовое эллиптической формы. Более мощная периферическая зона этого тела сложена апатитовыми породами, обогащенными редкими землями и стронцием, а ядро — анхимономинеральными магнетитовыми рудами. К северо-западу от тела Апатитового в непосредственной близости от него наблюдаются отдельные жилы карбонатов и карбонатно-флюоритовых пород мощностью до 0,6 м. Наиболее мощная жила длиной в несколько десятков метров сложена карбонатно-флюоритовыми породами с галенитом. Кроме того, к северо-западу (в 300 м) от тела Апатитового выявлено довольно крупное тело сложной формы (10×30 м), образованное магнетитовыми, магнетит-апатитовыми и апатитовыми породами.

Участок 3. В пределах этого участка развиты преимущественно карбонатитовые и карбонатно-флюоритовые жилы с редкоземельной и стронциевой минерализацией. Наблюдается около 100 жильных тел мощностью 0,1–1,0 м, протяженностью 20–100 м. Жильные тела тесно ассоциируют с зоной (50×150 м) минерализованных брекчий.

Участок 4. Расположен среди субщелочных трахит-лейкотрахитов к востоку от покрова мелалейцититов — меланефелинитов, протягиваясь в субширотном направлении на расстояние около 1 км при ширине до 100–120 м. В пределах участка широко распространены минерализованные брекчи, туфоконгломераты, туфобрекчи, обычные жилы карбонатов, карбонатно-флюоритовых, силифицированных пород. В центральной части участка к северу от участка 3 среди жильных стекол трахириодацитов и туфобрекчий наблюдается субширотная зона выщелачивания шириной до 35–40 м, длиной около 150 м, к которой приурочена церусситовая минерализация. Наиболее богаты церусситом (10–17% Pb) пористые туфоподобные карбонатно-флюорит-кварцевые породы, слагающие тело субширотного простирания мощностью до 1,5 м, протяженностью 60 м. Еще одна зона выщелачивания в туфобрекчиях обнаружена в восточной части рассматриваемого участка.

Участок 5. В его пределах установлены 4 мощные минерализованные зоны в брекчированных щелочных породах, содержащие штокверковые тела и жилы массивных карбонатно-флюоритовых, карбонатно-кварц-флюоритовых, флюоритовых пород с баритом и целестином. Размеры этих зон от 30 X 80 до 80 X 200 м. Кроме того, обнаружено несколько десятков жил (мощностью до 1 м, длиной до 100 м) кальцитовых и флюорит-кальцитовых карбонатитов с целестином и баритом, а также 10 жил магнетит-апатитовых пород мощностью до 1 м, протяженностью 10–30 м.

В пределах комплекса Мушугай-Худук отмечаются и другие рудоносные участки площадью до 20 X 70 м с жилами карбонатитов, кварцевых и флюоритовых пород с редкоземельной, целестиновой, баритовой минерализацией, а также минерализованные брекчии и реже жилы магнетит-апатитовых руд. Большая часть из них выявлена вблизи южного, юго-западного и восточного контактов Главного массива сиенитов (см. рис. 2), располагаясь также среди покровных и субвулканических трахит-лейко-трахитов. Небольшие по размерам рудоносные участки фиксируются и в непосредственной близости от Южного массива сиенитов.

Таким образом, с комплексом Мушугай-Худук связаны довольно многочисленные и нередко крупные по размерам рудоносные участки комплексных руд. Последние представлены: а) минерализованными брекчиями, обогащенными редкими землями, барием, стронцием; б) карбонатитовыми, карбонатно-флюоритовыми, карбонатно-кварц-флюоритовыми, флюоритовыми жилами и штокверкообразными телами с редкоземельной, баритовой и целестиновой минерализацией; в) карбонатно-флюорит-кварцевыми породами, обогащенными церусситом; г) жильными магнетит-апатитовыми рудами с повышенными содержаниями редких земель, а также стронция и бария; д) апатитовыми породами, которые обогащены перечисленными выше элементами; е) флюорит-целестин-магнетит-апатитовыми породами, обогащенными редкими землями и барием; ж) массивными магнетитовыми рудами. К наиболее крупным по размерам проявлениям относятся: 1) зоны минерализованных брекчий и пространственно тесно связанные с ними жильные тела рудоносных карбонатитов, карбонатно-флюоритовых и флюоритовых пород; 2) апатитовые породы. Ниже приводится характеристика состава этих: руд (в отношении полезных минералов и компонентов).

В минерализованных брекчиях, приуроченных к участкам брекчирования щелочных пород и развития эруптивных брекчий, обломочный материал обычно представлен сиенитами, сиенит-порфирами, трахит-лейко-трахитами, реже — вмещающими палеозойскими породами. Цемент — большей частью карбонатный, но нередко наряду с карбонатом существенную роль играет флюорит (до 15–20%), а также целестин (до 6–7%) и барит (до 10–15%). Однако полезная минерализация в брекчиях распространена неравномерно. Особенно это касается целестина и барита. Содержания этих минералов и соответственно стронция и бария сильно варьируют (см. табл. 8): от 0,07 до 1,57% Sr и от следов до 7,74% Ba. В среднем в рассматриваемых породах установлено 0,32% Sr и 0,77% Ba (см. табл. 5). В минерализованных брекчиях содержится 0,15–1,71% TR + Y, в среднем 0,52%, причем резко преобладают элементы цериевой группы (см. табл. 12). Повышенные концентрации редких земель связаны с присутствием в рассматриваемых породах бастнезита, меньшая их часть концентрируется в карбонате и флюорите.

С зонами минерализованных брекчий, как правило, пространственно и генетически тесно связаны проявления редкометалльных карбонатитов и сопряженных с ними пород, обогащенных флюоритом, целестином, баритом, кварцем. Содержание флюорита в разных типах этих пород весьма изменчиво. Среди них широко распространены разновидности с резко повышенным количеством флюорита (30–90%), слагающие самостоятельные тела: карбонатно-флюоритовые, кварц-карбонатно-флюоритовые, целестин (барит)-флюоритовые породы. Многие разновидности жильных пород карбонатитовой серии весьма богаты целестином (до 25%) и баритом (до 30%). Кроме того, встречаются жильные тела флюорит-целестин-баритовых, флюорит-целестин-барит-кварцевых пород, в которых рассматриваемые минералы составляют до 85–90% объема породы. В табл. 9 приведены многочисленные данные по содержанию стронция и бария в жильных породах карбонатитовой серии. В карбонатитах установлено 0,08–1,27% Sr (в среднем 0,32) и 0,11–7,39% Ba (в среднем 2,32). Породы, обогащенные флюоритом, содержат больше рассматриваемых элементов. В них присутствует 0,12–1,70% Sr (в среднем 0,74) и 0,09–13,29% Ba (в среднем 2,77). В породах, обогащенных кварцем, содержится 0,05–1,10% Sr (в среднем 0,31) и 1,17–12,64% Ba (в сред-

нем 4,26). В среднем они наиболее богаты барием. Как и в минерализованных брекчиях, в рассматриваемых жильных породах постоянно отмечаются повышенные концентрации редких земель (см. табл. 12), связанные в основном с присутствием в них редкоземельного карбоната. В карбонатитах¹ присутствует 0,45–1,30% TR + Y (в среднем 0,79%); в породах, обогащенных флюоритом, – 1,06–2,84% TR + Y (в среднем 1,94%); в породах, обогащенных кварцем, – 0,30–2,04% TR + Y (в среднем 0,60). В спектрах р.з.э. во всех породах отмечается резкое преобладание легких лантаноидов (см. табл. 12). Карбонатно-флюорит-барит-целестиновые породы также богаты редкими землями и в среднем содержат 1,27% TR + Y. В среднем во всех типах жильных пород карбонатитовой серии присутствует 0,99% TR + Y при величине $\Sigma Ce / \Sigma Y = 33,0$ (см. табл. 12).

С породами карбонатитовой серии генетически связано и своеобразное рудопроявление свинца, выявленное в восточной части комплекса Мушугай-Худук. Оно приурочено к зонам интенсивного выщелачивания трахитовых пирокластов и стекол трахириодацитов, сложенным светло-желтыми тонкослоистыми пористыми карбонатно-флюорит-кварцевыми породами, резко обогащенными церусситом, составляющим 10–20% объема этих пород. В последних содержится 10,5–16,9% Pb при весьма низких концентрациях цинка (0,0035–0,0060%), фиксируются повышенные содержания бария (3,04–3,59%), но низкие – стронция (0,10–0,17%). Относительно высокие содержания свинца вообще характерны для пород карбонатитовой серии комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 5, 11), особенно обогащенных флюоритом. В последних в среднем присутствует около 0,17% Pb (до 0,25%).

Рудопроявления фосфатного сырья в комплексе Мушугай-Худук отмечаются в связи с тремя типами комплексных руд, обогащенных апатитом. Первый тип представлен жильными магнетит-апатитовыми породами. Это массивные, атакситовые, брекчиевидные, полосчатые (трахитоидные) образования, обычно неравномерно-и крупнозернистые, участками средние- и мелкозернистые. Они сложены главным образом апатитом (40–75%) и титаномagnetитом (20–70%), а также железистым флогопитом (3–6%), в которых в переменных количествах присутствует кварц (халцедон) (до 35–40%), кальцит (до 8–10%), целестин (до 5%), барит (до 5–6%). Обычно апатит (более 50% объема породы) преобладает над титаномagnetитом (в основном 25–30% объема породы), и только в достаточно редких фиксируются разности с преобладанием титаномagnetита. Следует подчеркнуть, что последний во многих случаях интенсивно замещается гематитом и гидроокислами железа. Видимо, это связано с проявлением более поздних процессов, в том числе и гипергенных. Наряду с титаномagnetитом и гематитом в породах в малых количествах встречается ильменит и пирротин. Включения пирротина наблюдаются в зернах и в кристаллах апатита [8].

В жильных магнетит-апатитовых породах (см. табл. 3) выявлены высокие содержания пентоксида фосфора (14–21%) при 14,0–37,5% $Fe_2O_3 + FeO$ и 0,05–1,60% TiO_2 , а также повышенные количества стронция (до 3,88, в среднем 1,63%), бария (до 3,64, в среднем 1,36%) (см. табл. 5, 8), редких земель главным образом цериевой группы (см. табл. 12). В жильных магнетит-апатитовых породах выявлено 1,95–14,20% TR + Y, в среднем 2,7% (при $\Sigma Ce / \Sigma Y = 18,6$).

Разновидностью жильных магнетит-апатитовых пород, видимо возникшей в процессе их карбонатизации и силификации, являются кварц (халцедон)-карбонатно-апатитовые породы. Они заметно беднее фосфором (менее 10% P_2O_5) и железом, содержат до 40% кварца и до 30–35% кальцита, в ряде случаев обогащены стронцием (до 15,1%) и барием (до 12,4%), концентраторами которых соответственно являются целестин и барит. Magnetит в них сильно гематитизирован или замещен гидроокислами железа. Кварц-карбонатно-апатитовые породы также всегда характеризуются повышенными содержаниями редких земель, в них установлено 1,35–2,50% TR + Y, в среднем 1,49%, при резком преобладании легких лантаноидов.

Второй тип фосфатных руд представлен своеобразными существенно апатитовыми породами тела Апатитового (участок 2). Это трахитоидного облика руды, сложенные в основном апатитом (80–90%) и содержащие 20–27% P_2O_5 . Титаномagnetит (7–15%) здесь всегда резко подчинен апатиту, интенсивно гематитизирован и ли-

¹ Исключая редкие ранние кальцитовые карбонатиты, бедные р.з.э. и не содержащие редкоземельных минералов.

монитизирован. В рассматриваемых породах присутствует до 12–13% Fe_2O_3 и до 0,35% TiO_2 . Они содержат (в %) 0,16–4,70 Sr (в среднем 2,02), 0,12–6,09 Ba (в среднем 2,26) (см. табл. 5,8) и обогащены редкоземельными элементами главным образом цериевой группы (3,82–13,90% TR + Y, в среднем 7,52%, при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 25,7$). Основной минерал-концентратор редких земель – апатит, в среднем содержащий 10,06% TR + Y (при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 22,4$).

Как отмечалось выше, с существенно апатитовыми породами тела Апатитового ассоциируют анхимономинеральные гигантокристаллические титаномагнетитовые руды, слагающие ядро этого тела. Содержание титаномагнетита в них 93–95%. Минерал частично гематизирован. В качестве примеси отмечаются шпинели (продукты распада титаномагнетитового твердого раствора), а также редкие кристаллы железисто-го флогопита.

Третий тип фосфатных руд представлен мелкозернистыми брекчиевидными флюорит-целестин-магнетит-apatитовыми породами, содержащими (в %) 20–50 апатита, 10–20 флюорита, 20–40 целестина, 5–25 измененного магнетита. При этом минимальные количества апатита зафиксированы в разностях, наиболее богатых целестином. В этом типе комплексных редкометалльно-фосфатных руд установлено (в %) 9,7–18,5 P_2O_5 , 10–21 $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, 0,10–0,97 TiO_2 . Они характеризуются постоянными высокими концентрациями стронция (7,83–17,60, в среднем 14,2% Sr). При этом стронций резко преобладает над барием, содержанием которого составляет 0,73–2,93, в среднем 1,5% (см. табл. 5,8). Рассматриваемые породы содержат также значительное количество редкоземельных элементов, сопоставимое с их содержаниями в жильных магнетит-apatитовых породах. В них определено 2,41–3,28 TR + Y, в среднем 2,76%, при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 19,5$. Основной минерал-концентратор редкоземельных элементов – апатит, содержащий 4,98% TR + Y при $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 10,8$ (см. табл. 13).

Таким образом, комплексные руды характеризуются повышенными содержаниями редких земель, бария, стронция, а также флюорита и апатита. При этом высокие концентрации TR, Sr, Ba фиксируются практически во всех типах руд, причем в собственно карбонатитах и сопряженных с ними породах карбонатитовой серии эти элементы в основном присутствуют в обособленных фазах – карбонатах редких земель, целестине, барите, в меньшей мере рассеяны в кальците, флюорите. В породах, обогащенных апатитом, редкоземельные элементы накапливаются главным образом в апатите. В апатите частично концентрируются стронций и барий, но практически интересные их содержания связаны с присутствием в подобных породах значительных масс целестина и барита. Особенно это касается флюорит-целестин-магнетит-apatитовых пород, в которых целестин играет роль породообразующего минерала, что обуславливает присутствие в них устойчиво высоких количеств стронция.

Существенные скопления флюорита отмечаются в двух типах комплексных руд – жильных породах карбонатитовой серии и флюорит-целестин-магнетит-apatитовых породах. Оба эти типа могут представлять практический интерес, особенно учитывая комплексность руд, но максимальные концентрации флюорита приурочены к рудам первого типа. Фосфатное сырье, как отмечалось, связано с тремя типами комплексных руд, каждый из которых содержит устойчивые и практически значимые количества апатита и фосфора. Наиболее богаты последним апатитовые породы тела Апатитового. Этот тип фосфатных руд характеризуется и наибольшими масштабами проявления.

В карбонатитах и других породах карбонатитовой серии комплекса Мушугай-Худук не установлены повышенные содержания ниобия, тантала, циркония (см. табл. 9).

Комплекс Баян-Хушу. В пределах этого комплекса встречены рудопроявления стронция, бария, флюорита, редких земель, апатит-магнетитовых пород, часть из которых (Sr, Ba), несомненно, представляет практический интерес. Эти рудопроявления слагают три участка. Два наиболее крупных из них расположены в юго-восточной части комплекса, третий – в западной его части (см. рис. 8). Рудоносные участки приурочены к краевым частям выходов сиенитов или расположены в непосредственной близости от них. Очевидно, они связаны с глубоко эродированной жерловой фацией палеовулкана Баян-Хушу.

В пределах рудоносных участков наблюдаются: а) зоны минерализованных брекчий, в которых обломочный материал, представленный сиенитами и сиенит-порфирами, сцементирован карбонатом, кварцем, флюоритом, целестином, баритом; б) жильные, прожилковые, реже штокверкообразные тела кварцевых, флюоритовых, 156

флюорит-целестин-баритовых, целестин-баритовых, карбонатно-барит-флюоритовых и других пород карбонатитовой серии, обогащенных редкоземельными элементами; мощность таких жильных тел варьирует от нескольких сантиметров до 2–3 м, протяженность 25–30 м; наиболее крупное штокверкообразное тело находится вблизи центральной части массива в пределах самого крупного из рудоносных участков, сложено в основном барит-целестиновыми жилами и прожилками; в) редкие прожилковые маломощные тела биотит-апатит-магнетитовых пород, сложенные главным образом магнетитом (до 90–95% объема породы).

Наибольшее площадное развитие имеют комплексные руды первых двух типов, которые сопряжены пространственно и, видимо, генетически связаны между собой. Биотит-апатит-магнетитовые руды крайне редки и не образуют существенных скоплений. Для комплекса Баян-Хушу характерна баритовая, целестиновая, а также флюоритовая минерализация при подчиненной роли собственно карбонатитов.

В табл. 5–12 приведены данные о содержании ряда редких элементов в рудоносных породах карбонатитовой серии комплекса Баян-Хушу. Естественно, что наиболее высокие концентрации стронция свойственны породам, обогащенным целестином, в которых содержится до 35% Sr. Они же часто обогащены и барием (10,6%), но в существенно целестиновых породах (с карбонатом и флюоритом) фиксируются умеренные количества бария (1,0–1,5%). Флюорит-барит-целестиновые породы комплекса Баян-Хушу в среднем наиболее богаты редкими землями (2,96% TR + Y) в основном цериевой группы. В них также установлено повышенное количество свинца (до 0,26, в среднем 0,08%).

Породы, обогащенные кварцем (халцедоном), обычно содержат значительные количества барита (до 50–60%). В них установлено 3,04–31,53% Ba, в среднем 12,2%, причем барий заметно преобладает над стронцием (1,08–5,80, в среднем 2,1). В рассматриваемых породах также выявлены повышенные количества редких земель (0,66–1,14% TR + Y, в среднем 0,9%, при резком преобладании легких лантаноидов). По среднему содержанию свинца (0,07%) кварцевые породы близки к флюорит-барит-целестиновым породам. Максимальное количество свинца в них 0,17%.

Довольно редкие карбонатиты комплекса Баян-Хушу содержат 0,3–5,2% Sr (в среднем 1,5%), 0,05–3,4% Ba (в среднем 2,2%). По сравнению с ранее рассмотренными породами они беднее редкими землями (в среднем 0,43% TR + Y) и свинцом (0,026–0,037%, в среднем 0,03%). Все разновидности комплексных руд карбонатитового типа бедны цинком (не более 0,013%), ниобием, танталом и цирконием.

Цогт-Обинский массив. В пределах этого массива в настоящее время выявлены жильные тела карбонатитов, силифицированных карбонатитов и кварцевых пород. Мощность отдельных жил до 2 м, протяженность до 250 м. В отличие от аналогичных пород рассмотренных выше комплексов они крайне бедны всеми полезными компонентами (см. табл. 5). В карбонатитах Цогт-Обинского массива в среднем присутствует (в %): Sr – 0,1, Ba – 0,08, TR + Y – 0,02, Nb – 0,0003, Zr – 0,009, Pb – 0,006. В них пока не выявлены рудопроявления флюорита и редких элементов.

Улугейский комплекс. В этом комплексе рудоносные породы, представленные магнетит-апатитовыми рудами, минерализованными брекчиями, карбонатитами, силифицированными карбонатитами, развиты в пределах Улугейского сиенитового массива. Они приурочены главным образом к южной части ядра массива. Редкие жилы карбонатитов и силифицированных карбонатитов встречаются среди сиенит-порфиров периферической зоны (см. рис. 11). Пространственное положение рудоносных пород в южной части ядра Улугейского массива контролируется двумя разломами северо-северо-западного и запад-северо-западного простираний. В участке их пересечения наблюдается тело овальной формы размером 150 × 180 м, сложенное минерализованными брекчиями с карбонатным цементом. Эти же брекчии фиксируются в пределах трех линейных зон мощностью до 15–20 м и протяженностью до 100 м, отходящих от отмеченного выше овального тела брекчий. Как и последнее, эти линейные зоны протягиваются в северо-северо-западном направлении согласно простиранию одного из разломов. Небольшие линзовидной формы тела минерализованных брекчий прослеживаются в субширотном направлении согласно простиранию другого разлома (см. рис. 11). В зоне этого разлома наблюдаются участки интенсивного катаклаза сиенитов, сопряженные с телами брекчий. Наиболее крупная субширотная зона катаклаза в сиенитах мощностью до 60 м имеет длину до 350 м. К этой зоне приурочены основные проявления магнетит-апатитовых руд и карбонатитов.

Магнетит-апатитовые руды слагают редкие тела неправильной (до 2×3 м) жильной и прожилковой формы. Они сложены в основном апатитом и магнетитом, причем большей частью преобладает апатит. Содержание пятиоксида фосфора в магнетит-апатитовых породах составляет 20,6–24,2%, суммы окисного и закисного железа – 14,8–36,2%, титана – 0,34–0,68%. В отличие от магнетит-апатитовых пород комплекса Мушугай-Худук они обеднены стронцием (0,09–0,29%), барием (0,07–0,18%) и содержат умеренные количества редкоземельных элементов (0,13–0,37%) в основной цериевой группы (см. табл. 12). В юго-восточной части Улугейского массива встречаются карбонатно-кварц(халцедон)-апатитовые породы, образовавшиеся, видимо, в процессе карбонатизации и силификации магнетит-апатитовых пород. Они содержат 18% P_2O_5 и около 8% $Fe_2O_3 + FeO$. Существенных концентраций стронция, бария, редких земель в них также не отмечено.

Минерализованные брекчии характеризуются довольно низкими концентрациями стронция, бария, редких земель (см. табл. 8, 12). В них установлено до 0,26% Sr, до 0,37% Ba, до 0,053% TR + Y. Карбонатиты значительно богаче стронцием (до 1,94%, в среднем 1,56%), но столь же бедны барием (в среднем 0,27%). Содержание в них TR + Y не превышает 0,34% при резком преобладании легких лантаноидов.

Все типы рудоносных пород карбонатитовой серии, встреченные в пределах Улугейского массива, отличаются очень низкими содержаниями ниобия (не более 10,5 г/т), тантала. В карбонатитах выявлено до 32 г/т Zr. Несколько выше количества этого элемента в брекчиях (в среднем 230 г/т) и магнетит-апатитовых породах (до 350 г/т), но они не представляют практического интереса. Карбонатиты также бедны свинцом (до 150 г/т) и цинком (до 75 г/т). В магнетит-апатитовых породах уровень содержания свинца тот же (до 210 г/т), но они значительно богаче цинком (0,13–0,24%). Последний концентрируется в основном в магнетите.

Рудоносные породы в Улугейском комплексе проявлены слабо. Отсутствуют породы, обогащенные флюоритом, целестином, баритом и редкими землями.

В других позднемезозойских щелочных комплексах Южной Монголии (Хавтагай-Ула, Дурбент-Дориту, Хэцу-Тэг) рудоносные породы или не обнаружены, или не образуют самостоятельных тел. Последнее касается комплекса Хэцу-Тэг, в котором среди пирокластов основания верхнего покрова присутствуют обломки магнетит-апатитовых пород. Косвенно это указывает на возможность их обнаружения здесь на стратиграфически более низких уровнях.

Проявления рудоносных пород в позднемезозойских щелочных комплексах Южной Монголии довольно обычны для приповерхностных карбонатитовых комплексов. В последних развиты в основном карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации. Они часто обогащены флюоритом, редкоземельными элементами, стронцием, барием, но большей частью обеднены ниобием и танталом [48]. Проявления магнетит-апатитовых руд, установленные в комплексах Мушугай-Худук и Улугейском, также имеют аналоги в субвулканах Восточно-Африканской карбонатитовой провинции и малоглубинных массивах севера Сибирской платформы [13, 16].

Крупные рудопроявления и месторождения редкоземельных руд, флюорита, стронция, бария, а также апатита вообще характерны для приповерхностных и малоглубинных карбонатитовых комплексов [48]. Карбонатиты хлорит-серицит-анкеритовой фации, связанные с калиевыми породами повышенной щелочности, не являются исключением. К их числу, в частности, относится крупнейшее месторождение редкометалльных руд Маунтин-Пасс (США). Поэтому представляется возможным положительно оценить потенциальную рудоносность позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии и, прежде всего промышленные перспективы рудопроявлений полезных ископаемых, выявленных в комплексе Мушугай-Худук. Несомненно интерес представляют рудопроявления Sr, Ba, TR комплекса Баян-Хушу.

Что касается Цогт-Обинского массива и Улугейского комплекса, то ограниченные масштабы выявленных здесь проявлений, часто пониженные содержания в рудоносных породах полезных компонентов не позволяют рассматривать эти объекты как первоочередные для постановки геологоразведочных работ, хотя в них не исключены находки более крупных рудопроявлений.

Отметим принципиально новые типы руд и рудопроявлений, обнаруженные в пределах комплекса Мушугай-Худук, имеющие тесную пространственную и генетическую связь с карбонатитовыми комплексами.

1. Рудопроявления свинца, связанные со скоплениями церуссита, т.е. свинцово-

карбонатной минерализации. В карбонатитовых комплексах мира подобные руды ранее не были встречены. В них рудопроявления свинца, как правило, обусловлены скоплениями галенита (свинцово-сульфидной минерализации). При этом нет данных полагать, что церуссит в комплексе Мушугай-Худук образуется за счет галенита, а его скопления представляют собой кору выветривания галенитовых руд.

2. Рудопроявления комплексных флюорит-целестин-магнетит-апатитовых руд, обогащенных редкими землями.

3. Рудопроявления редких земель, связанные с породами, обогащенными апатитом, — магнетит-апатитовыми, апатитовыми, флюорит-целестин-магнетит-апатитовыми. Повышенные содержания редких земель цериевой группы обычны для камафоритов, но не превышают 0,5–1,0% TR + Y. В фосфатных рудах комплекса Мушугай-Худук фиксируются промышленно интересные содержания редкоземельных элементов, особенно в апатитовых породах тела Апатитового. Характерно, что редкие земли здесь в основном концентрируются в апатите. Комплексам Баян-Хушу и Мушугай-Худук также свойственно повсеместное развитие сульфатно-стронциевой, целестиновой минерализации, тогда как для других карбонатитовых комплексов целестин редок и не образует промышленных скоплений. В них основным полезным минералом стронция является стронцианит.

Касаясь возможности обнаружения в изучавшихся комплексах рудопроявлений других полезных ископаемых, отметим следующее. Данные по изучению современных срезов комплексов Мушугай-Худук и Баян-Хушу позволяют предполагать выявление здесь рудопроявлений цинка. По этим же данным все позднемезозойские комплексы Южной Монголии мало перспективны для обнаружения рудопроявлений ниобия, тантала, циркония.

В заключение следует подчеркнуть, что в районе колодца Мушугай-Худук и на площади, расположенной к востоку и югу от него, выявляется крупный потенциально рудоносный узел с разнообразными комплексными рудами. В районах гор Тэг-Ула, Хэцу-Тэг и Дурбент-Дориту эффузивные онгониты, их стекла и туфы, обогащенные фтором, литием, рубидием, цезием, бериллием, ниобием, танталом, цирконием, редкими землями, слагают крупные покровы мощностью до 100–120 м, площадью до 7–8 км² [29]. Эти редкометалльные вулканы находятся в геологической обстановке, очень сходной с таковой западных штатов США, где выявлены крупные месторождения редкометалльных руд.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Позднемезозойские щелочные вулканоплутонические комплексы Южной Монголии имеют следующие характерные особенности, которые должны учитываться при обсуждении происхождения рассматриваемых пород.

1. Возникновение комплексов в позднемезозойский этап (J_3-K_1) тектоно-магматической активизации территории Монголии.

2. Приуроченность к субширотной полосе (Южно-Гобийский пояс), тяготеющей к Главному Монгольскому линейamentу; связь с позднемезозойскими осадочно-вулканогенными прогибами и их обрамлениями.

3. Пространственная разобщенность комплексов и синхронность образования однотипных пород.

4. Единая направленность эволюции магматических пород комплексов: меланократовые щелочные породы → субщелочные трахиты, сиениты → трахидациты и трахириодациты → латиты и монзониты → щелочные базальты → трахилипариты + онгониты.

5. Наличие перерыва в вулканической деятельности между толщами MZ_2tr_1 и MZ_2tr_2 , а также между MZ_2tr_3 и MZ_2tr_4 , MZ_2tr_4 и MZ_2b+1 . Значение этих перерывов увеличивается в перечисленной последовательности. Так, перерыв между трахитовой и базальт-трахилипаритовой частями (MZ_2tr и MZ_2b+1) позднемезозойского разреза проявлен в пределах всех комплексов и, следовательно, носит региональный характер.

6. Пространственное совмещение в одних и тех же комплексах вулканических и плутонических фаций пород, наличие кольцевых структур, жерловых фаций вулкаников.

7. Наличие карбонатов, магнетит-апатитовых пород и связанных с ними флюорит-, барит-, целестин- и кварцсодержащих рудоносных пород. Последовательность их образования: ранние карбонаты → субщелочные сиенит-порфиры → разнообразные апатитовые породы → поздние карбонаты и связанные с ними жилы магнетит-апатит-флюоритовых пород. Приуроченность рудоносных пород к жерловым фациям магматических пород.

8. Резкие контакты жил карбонатов и других рудоносных пород с практически неизменными вмещающими породами разного состава, независимость состава рудоносных пород от состава вмещающих пород, наличие в рудоносных жилах многочисленных ксенолитов также неизменных вмещающих силикатных пород.

9. Наличие ранних рудоносных пород, формирование которых происходило до завершения магматической деятельности. Пересечение ранних карбонатов сиенит-порфирами в Мушугайском комплексе, пересечение карбонатно-силикатных брекчий, а также жил магнетит-апатитовых пород дайками среднезернистых лейкократовых сиенитов в Улугейском комплексе; появление в меланефелинитах Мушугайского комплекса сингенетичных округлых карбонатно-флюоритовых сегрегаций, близких по составу к поздним карбонатам; присутствие в интерстициях сростков вкрапленников калиевого полевого шпата в субщелочных трахит-лейкотрахитах Мушугайского комплекса, сегрегаций кальцита и агрегатов пироксен-апатит-магнетит-биотитового состава, близких соответственно к карбонатам и магнетит-апатитовым породам; наличие мегакристов магнетита и апатита в субщелочных трахит-лейкотрахитах в комплексе Мушугай-Худук; продолжение магматической деятельности после образования рудоносных пород (формирование толщ $MZ_2 tr_{3+4}$).

10. Интенсивная карбонатизация вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза (по трещинам, по периферии и площадная) в субщелочных трахит-лейкотрахитах и латитах при отсутствии заметной карбонатизации вещества основной массы; наличие во вкрапленниках калиевого полевого шпата субщелочных лейкотрахитов первичных раскристаллизованных расплавных включений с округлыми выделениями кальцита; кальцитовые оторочки пустот без заполнения их вторичными минералами в вулканиках (например, в калиевых фонолитах Мушугайского комплекса).

11. Широкое распространение карбонатного вещества (в виде основной массы) в пирокластических породах; брекчиевидная (обломочная) текстура многих карбонатов с обломками разнообразных пород (в том числе трахитов и карбонатов), карбонатизация некоторых пород.

12. Проявление непрерывной серии вулканических и плутонических пород от ультраосновных до кислых составов с разрывом в области основных пород (не учитывая более молодой толщи $MZ_2 b$).

13. Преобладание субщелочных трахит-лейкотрахитов среди вулканических пород комплексов, а сиенитов — среди плутонических пород.

14. В большинстве магматических пород содержание K_2O превышает содержание Na_2O ; наиболее распространены лейкократовые слабо недосыщенные, насыщенные и пересыщенные кремнеземом породы, а резко недосыщенные кремнекислотой меланефелиниты — мелалейцититы редки.

15. Намечается общий ряд дифференциатов рассматриваемых магматических пород, который маркируется в первую очередь распределением средних содержаний элементов (на графике) SiO_2 — элемент, включающем все породы трахитовой части разреза ($MZ_2 tr_{1-3}$), кроме латитов ($MZ_2 tr_4$), которые не укладываются в этот ряд (см. рис. 38).

16. Каждая из петрохимических групп магматических пород (меланократовые щелочные породы, трахиты, латиты) имеет свой тренд вариаций, не всегда совпадающий с главным трендом, выделяемым по средним составам.

Породы щелочных комплексов Южной Монголии близки по химизму в серии калиевых щелочных пород западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы [12], где с ними связаны карбонаты. Однако они отличаются отсутствием наиболее меланократовых и лейкократовых бесполевошпатовых щелочных пород и более высоким содержанием фосфора, стронция, бария, фтора и р.з.з. [32, 33].

Ближние к описываемым комплексы калиевых щелочных пород, включающие трахи-

ты, сиениты, ультракалийевые граносиениты, распространены также на месторождениях и рудопроявлениях редких земель, фосфатов, барита и железных руд, известных в США, на юге Сибири, в Центральной Азии, в Африке [56], крупнейшим из которых являются месторождения Маунтин Пасс в США [13, 56]. Отмечается определенное сходство позднемезозойских калиевых щелочных пород Монголии с одновременными породами юга Алдана [36, 37], а также с лейцитсодержащими магматическими породами Средней Азии [41]. Правда, в отличие от рассмотренных нами комплексов щелочные породы Алдана и Средней Азии содержат в большем объеме калиевые базальтоиды и практически не содержат карбонатов. Средиземноморские современные вулканы (Везувий, Этна и др.) также извергают преимущественно калиевые базальтоиды, практически отсутствующие в комплексах Монголии.

Следует подчеркнуть, что ассоциация редкоземельных руд, флюорита, а также апатита и минералов стронция и бария типична для многих калиевых приповерхностных и малоглубинных карбонатитовых комплексов [48]. Ассоциация приповерхностных карбонатитовых комплексов включает калиевые лейкократовые породы типа трахитов и сиенитов, фонолитов и нефелиновых сиенитов, латитов и мондонитов, которые широко распространены в комплексах Монголии. Возникает вопрос: связаны ли генетически трахит-латиты и сиениты (толща $MZ_2 tr$) в Монголии с более поздними базальтами (толща $MZ_2 b$)? Если они связаны между собой, то тогда следует допустить наличие базальтов в единой ассоциации с трахитами и латитами.

Необходимо отметить, что базальты, во-первых, существенно отличаются от трахитов и латитов по возрасту (нижний мел и верхняя юра соответственно). Следовательно, в момент формирования базальтов образование трахитовой части позднемезозойского разреза не только было завершено, но и произошла заметная денудация трахита с выведением на поверхность эрозии нижних этажей трахитовых вулканов (сиениты), а также с образованием коры выветривания на трахитах. Таким образом, формирование базальтов отделено от формирования трахитов ($MZ_2 tr$) заметным промежутком времени, что делает сомнительным предположение об их комагматичности. Нельзя, конечно, исключить возможность существования базальтовых магматических очагов в течение длительного времени, охватывающего весь хронологический промежуток от верхней юры до нижнего мела включительно. Тогда вероятна генетическая связь верхнеюрских трахитов и раннемеловых базальтов. Однако такое допущение также сомнительно, поскольку одновременные базальты и трахиты не наблюдаются, как это должно быть в случае существования в единой магматической камере и базальтовой и трахитовой магм.

Во-вторых, предположению о комагматичности щелочных пород позднего мезозоя и базальтов Монголии противоречат данные их пространственного распределения на ее территории. Базальты чойбалсанской серии [40], которые раньше относились к цаганцабской свите, широко распространены по всей территории восточной половины Монголии [11, 38]. Если бы они были родоначальной магмой для трахитов, следовало бы ожидать и значительно более широкого распространения трахита. В действительности все обстоит наоборот. Трахиты в Монголии очень редки, они тяготеют не к полям развития базальтов, а только к определенной структурной зоне [59], не считаясь с ареалами распространения последних. Как правило, там, где есть базальты, нет трахитов, а среди трахитов нет одновременных базальтов. Отсюда можно сделать вывод, что позднемезозойские щелочные (трахитовые) комплексы либо генетически не связаны с базальтами, либо взаимосвязь их проявляется только в строго определенной структурной обстановке [59], при которой не отмечается проявление разновозрастных базальтов. Фактически пока нет оснований считать комагматами позднечуковские породы трахитовой части разреза ($MZ_2 tr$) и раннемеловые базальты ($MZ_2 b$).

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Как уже отмечалось, позднемезозойские щелочные комплексы Монголии во многом сходны с калиевыми щелочными породами различных провинций. Для многих из этих провинций гипотеза происхождения щелочных пород основана на предположении о мантийном источнике с допущением некоторого участия ассимиляции корового материала [47, 53, 76].

Одним из важнейших показателей источника тех или иных магматических пород является первичное отношение в них $^{87}Sr/^{86}Sr$ [54]. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интересующих нас объектах можно получить несколькими методами. Наиболее рас-

Таблица 14

Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и минералах
позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии

Номер пробы	Комплекс, порода, минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Аналитики, лаборатория
<i>Комплекс Мушугай-Худук</i>			
1897	Меланефелинит ($\text{MZ}_2 \text{tr}_1$)	$0,7057 \pm 0,0007$	С.Б. Брандт, В.С. Лепин Институт земной коры СО АН СССР
1874	Субщелочной трахит ($\text{MZ}_2 \text{tr}_2$)	$0,7057 \pm 0,0007$	То же
1882	Субщелочной сиенит ($\text{MZ} \text{tr}_2$)	$0,7058 \pm 0,0015$	"
1915	Трахиродацит	0,708	"
	Вкрапленники <i>кпш</i> из него	0,705	"
	Вкрапленники слюды из него	0,725	"
1887	Магнетит-апатитовая порода ($\text{MZ}_2 \text{tr}_2$)	$0,7068 \pm 0,0007$	"
1901/32	Апатит из мегакристов в суб- щелочных трахитах	$0,7060 \pm 0,0007$	"
1877	Карбонатит	$0,7054 \pm 0,0007$	"
1886/3	Целестин из карбонатитов	$0,7060 \pm 0,0007$	"
1933/10	Щелочной базальт ($\text{MZ}_2 \text{b}$)	$0,7058 \pm 0,0015$	"
1895/9	Базальт вмещающий (PZ_2)	$0,7065 \pm 0,0007$	"
1897/5	Известняк вмещающий (PZ)	$0,7082 \pm 0,0007$	"
1897/7	Мраморизованный известняк (PZ)	$0,7070 \pm 0,0007$	"
	Целестин из Корнуэла	$0,7103 \pm 0,0015$	"
	Целестин осадочного генезиса, Нижняя Тунгуска	$0,7092 \pm 0,0015$	"
	Целестин из железорудных место- рождений Сибирской платформы, материал В.А. Вахрушева	$0,7093 \pm 0,0015$	"
	То же	$0,7086 \pm 0,0015$	"
<i>Улугейский комплекс</i>			
1952/2	Карбонатит с флогопитом	$0,7054 \pm 0,0004$	Г.С. Плюснин, Г.А. Санди- мирова, ГЕОХИ СО АН СССР
1975	Апатит-карбонатная порода	$0,7065 \pm 0,0003$	То же
1976	Апатит-магнетитовая порода	$0,7063 \pm 0,0004$	"
2033	Апатит-халцедоновая порода	$0,7054 \pm 0,0004$	"
1983/3	Скарн известковый с гранатом	$0,7084 \pm 0,0003$	"

пространенный — изохронный метод. Для этого подбирают серию пород с различными Rb/Sr отношениями и измеряют в них содержание изотопов стронция и рубидия. Этот метод нам трудно было бы использовать в связи с узким интервалом вариаций величины Rb/Sr во многих из изученных нами пород. Мы воспользовались наличием среди щелочных пород Южной Монголии разновидностей пород и минералов с очень низкими значениями Rb/Sr . В частности, апатит, целестин, карбонатит, магнетит-апатитовая порода содержат очень мало калия и рубидия, в связи с чем добавка радиогенного стронция в них за счет радиоактивного распада рубидия оказывается незначительной. Если учесть, что все изученные нами разновидности силикатных пород (табл. 14) характеризуются низкими величинами Rb/Sr , то примесь радиогенного стронция за ~150 млн. лет оказывается также весьма низкой. Отсюда следует обоснованное допущение, что величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в молодых породах и минералах с низкими значениями Rb/Sr близка к первичному и может характеризовать источник этих пород.

Рассматриваемые нами величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и минералах (см. табл. 14) выполнены под руководством проф. С.Б. Брандта и Г.С. Плюснина. Кроме щелочных, магнетит-апатитовых и карбонатитовых пород и их минералов Монголии, анализировались позднемезозойские (толща $\text{MZ}_2 \text{b}$) и среднепалеозойские базальты, палеозойские известняки и осадочные целестины из некоторых месторождений Сибирской платформы и Англии.

Как и следовало ожидать, значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах и минералах с низкими величинами Rb/Sr оказалось близким (для комплекса Мушугай-Худук 0,7054–0,7068, для Улугейского комплекса 0,7054–0,7065) и резко отличным от величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках, целестинах и в скарне по известняку. Рассчитанное первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из данных пробы Муш 1915 и возраста 140 млн. лет дало близкую величину (0,7043). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во вмещающих породах составляет 0,7084–0,7093, что значительно превышает отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах рассматриваемых в данной работе щелочных комплексов и отражает величину $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в палеозойских осадочных породах [54]. Показательно, что значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в целестине из осадочных пород значительно превышает эту величину в целестине из рудных пород щелочных комплексов.

Повышенная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ оказалась в породах и минералах щелочных комплексов, богатых рубидием (трахириодацит — 0,708, слюда из него — 0,725). В этих породах и минерале примесь радиогенного строения становится существенной, в связи с чем отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них значительно превышает первичное.

Интервал величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных породах и их минералах Монголии низкий и соответствует щелочным породам и карбонатитам из других районов [54]. Например, вариации калиевых щелочных пород Западного рифта Африки составляют 0,7044–0,7099 (при подавляющем количестве значений 0,7044–0,7076). Эти значения близки также к первичному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в калиевых щелочных породах Средиземноморской провинции [76]. В целом эти величины характеризуют мантийный источник изучаемых пород. Общий несколько повышенный уровень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них по сравнению с натриевыми щелочными породами иногда склонны объяснять короной контаминацией [54], но эта идея встречает все больше противоречий [76], в том числе и геохимических, на которых мы остановимся ниже. Общий повышенный уровень первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднемезозойских щелочных породах Монголии, как и вообще в калиевых щелочных породах, может быть обусловлен выплавлением их из богатого калием и рубидием источника в мантии (например, из пород, богатых слюдой).

ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Представленные выше данные свидетельствуют о том, что источником рассматриваемых пород (в том числе рудоносных) является мантийное вещество. По-видимому, процесс выплавления магм из мантии и их дифференциация является ответственными за образование позднемезозойских щелочных комплексов. Несомненно, что все разнообразие пород комплексов невозможно объяснить только образованием их при парциальном плавлении вещества мантии. Очевидно, вариации их состава обусловлены как процессами дифференциации первичной магмы, так и процессами изменения ее в твердом состоянии. В связи с этим необходимо рассмотреть следующие вопросы: 1) соотношение магматических и послемагматических процессов в образовании пород комплексов; 2) возможный состав первичной магмы для пород данных комплексов; 3) из какой мантийной породы возможно выплавление первичной магмы; 4) каковы процессы ее дифференциации.

Как уже отмечалось, наблюдается четко выраженная в пространстве и времени ассоциация пород комплексов, охватывающая магматический и послемагматический этапы их образования. Практически для всех вулканических и плутонических пород комплексов имеются все признаки образования их из магматических расплавов, т.е. магматическим путем. Послемагматические изменения проявлены в них, но в весьма ограниченной степени. Очевидно, роль наложенных процессов увеличивается в поздних породах (и в первую очередь в эруптивных брекчиях, поздних карбонатитах и связанных с ними рудоносных породах), хотя количественно ее оценить трудно. Об этом свидетельствуют данные геотермометрических исследований включений (сред) в минералах [42], которые показывают, что магматические субщелочные трахиты (толща MZ_2tr_2) и сиениты, судя по расплавленным включениям в апатитах, кристаллизовались при температурах 1100–1150°C, в то время как поздние карбонатиты и связанные с ними породы — при 350–380°C, а барит и целестин в жильных породах — при 150–190°C. По-видимому, в таком широком интервале температур формировались позднемезозойские щелочные комплексы Южной Монголии. Провести четкую границу между магматическими и послемагматическими породами в общем температурном интервале их образования за-

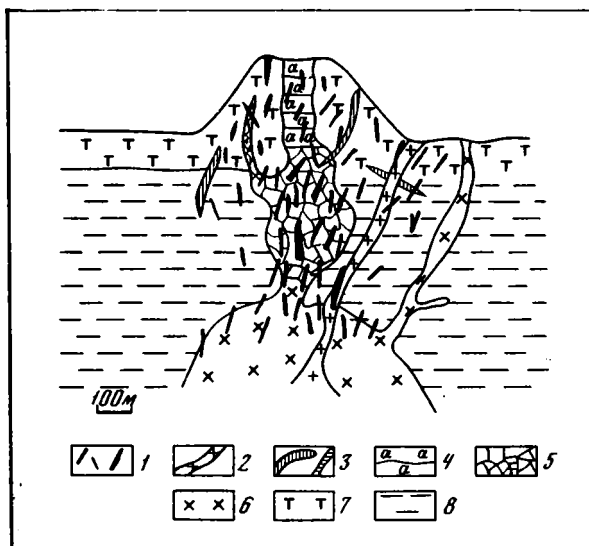


Рис. 43. Схематический разрез через зону позднеюрского вулкана в районе позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии

1 – поздние карбонаты и сопряженные с ними породы; 2 – сиенит-порфиры; 3 – ранние карбонаты; 4 – агломераты трахитов; 5 – эруптивные брекчии с карбонатным цементом; 6 – сиениты; 7 – субщелочные трахиты и лейкотрахиты; 8 – вмещающие палеозойские породы

труднительно, за исключением силикатных магматических пород и поздних гидротермальных карбонатно-флюоритовых с целестином пород.

Вслед за формированием силикатных магматических пород происходило образование эруптивных брекчий (рис. 43), которые наряду с карбонатно-силикатными пирокластами являются переходными между силикатными, с одной стороны, и карбонатными и фосфатными породами – с другой. Эти породы представляют собой обломки силикатных пород (преимущественно трахитов и их вкрапленников), сцементированные главным образом карбонатным материалом. На рис. 43 показана предполагаемая реконструкция геологического положения эруптивных брекчий в вертикальном сечении палеовулканических аппаратов. Если эта реконструкция верна, то необходимо учитывать, что эруптивные брекчии занимают положение над сиенитовыми массивами и под вулканитами. Если сиенитовые массивы рассматривать как магматические камеры, то можно допустить, что первоначально магма изливалась через вулканический канал, образуя покровы, а затем происходила закупорка этого канала. Однако продолжение давления магмы и отделяющих от нее летучих компонентов приводило, видимо, к интенсивной эруптивной деятельности. В результате весь вулканический канал к этому моменту представлял собой зону эруптивных брекчий, которые в верхней части канала в условиях низких давлений переходили в агломераты и туфы с карбонатным цементом. Таким образом, силикатно-магматическая стадия образования пород комплекса постепенно сменилась интенсивной эруптивной деятельностью с большим участием углекислых флюидов, оказавшихся мощным карбонатирующим агентом.

Эруптивная деятельность продолжалась и во время образования магнетит-апатитовых пород, ранних и поздних карбонатитов, поскольку для всех них характерны брекчиевидные текстуры. При этом для магнетит-апатитовых пород в апатитах обнаружены расплавленные первичные включения, представляющие собой реликты силикатно-солевых расплавов [42], что указывает на магматическое происхождение этих пород. Строение таких тел, слагающих эти породы, и взаимоотношения их с вмещающими породами не противоречат такому допущению. В пользу его свидетельствует продолжение магматической деятельности после образования этих пород и после формирования ранних карбонатитов.

Таким образом, можно наметить следующие важнейшие стадии (табл. 15) формирования субщелочных трахитов и сиенитов ($MZ_2 tr_2$) и связанных с ними пород Южной Монголии (от ранних к поздним).

I. Магматический этап со стадиями: 1) силикатная – образование трахитов в поверхностных условиях, в субвулканической и плутонической фациях существовала магма;

Таблица 15

Важнейшие этапы и стадии формирования комплексов субщелочных трахитов и сиенитов и связанных с ними пород в условиях различных фаций глубинности

Этап, стадия	Фация		
	поверхностная	субвулканическая	плутоническая
Магматический силикатная	Субщелочные трахиты ($t = 1100-1150^{\circ}\text{C}$)	Магма	Магма
силикатно-карбо- натная		Эруптивные брек- ции трахитов и сиенит-порфиров с карбонатным цементом	Магма + флюид
фосфатно-кар- бонатная		Ранние карбонатиты Магнетит-апатитовые породы ($t = 1000-1100^{\circ}\text{C}$) Завершающие дайки сиенит-порфиров	
Послемагматический карбонатно-целестин- флюоритовая кварц-карбонатная и карбонатная фосфатно-флюори- товая	Поздние карбонатные и сопряженные с ними породы Магнетит-апатит-флюоритовые породы		

2) силикатно-карбонатная, проявленная при взаимодействии магмы, флюида и твердых пород; в субвулканических условиях вначале образовались эруптивные брекции с карбонатным цементом, в плутонической фации присутствовали магма и флюид; затем образовались сиениты в плутонической фации; 3) фосфатно-карбонатная, в течение которой рудная минерализация проявлена во всех фациях, хотя концентрация ее отмечается в субвулканической фации; в это время формируются ранние карбонатиты и магнетит-апатитовые породы и завершающие магматический этап дайки сиенит-порфиров. Судя по единичным термометрическим данным [42], формирование пород магматического этапа происходило при весьма высокой температуре ($1150-1000^{\circ}\text{C}$).

II. Послемагматический этап, в течение которого формировались поздние карбонатиты и связанные с ними породы (карбонатно-целестин-флюоритовая и кварц-карбонатная стадии), а также магнетит-апатит-флюоритовые породы (фосфатно-флюоритовая стадия). Не исключено, что частично поздние карбонатиты могли также образоваться из расплава либо при их образовании происходил постепенный (или резкий) переход расплава в гидротермальный раствор. Такие варианты нельзя исключать, учитывая образование некоторых из рассматриваемых пород из солевых расплавов и рассолов [42]. Это предположение пока трудно проверить из-за отсутствия термометрических данных. Однако рассмотренная регрессивная стадийность образования пород позднемезозойских комплексов субщелочных трахитов и сиенитов Монголии осуществлялась на фоне продолжающейся магматической эволюции, в процессе которой происходила смена меланефелинитов-мелалейцититов субщелочными лейкотрахитами, затем трахидаци-тами-трахириодацитами и латитами (см. рис. 17, 39). Это — главная эволюционная линия, и она целиком относится к магматической. На ее фоне имеются побочные эволюционные линии, которые могут быть проявлены в пределах каждой из толщ (см. рис. 17) и отражаются на многих корреляционных графиках (см. рис. 38, 40). Такое сочетание главной и побочных линий магматической эволюции легче всего представить, допуская дифференциацию магм в различных магматических очагах. Очевидно, необходимо предположить, что в каком-то главном магматическом очаге произошло образование магм, соответствующих по составу средним составам каждой из толщ (см. рис. 17), которые затем были пространственно и во времени отделены друг от друга и каждая из которых испытала собственную дифференциацию.

Таким образом, предлагаемая нами общая схема позднемезозойского щелочного магматизма Монголии базируется на предположении об эволюции магматических очагов (или источников магматизма), в результате которой в наиболее глубинном очаге

сначала образуются ранние магмы (меланократовых щелочных вулканитов, субщелочных лейкотрахитов, трахидацитов–трахириодацитов, трахит-латитов), которые перемещаются в более высокие гипсометрические уровни и затем дифференцируются самостоятельно. При анализе происхождения рассматриваемых магматических пород важно выявить состав первичной магмы (или магм), ответственной (или ответственных) за вариации составов магматических пород в пределах главной эволюционной линии.

Первичные магмы

Для выявления предполагаемой первичной магмы, за счет дифференциации которой могли образоваться все другие породы комплексов, необходимо в первую очередь рассмотреть пространственную распространенность магматических пород различных толщ (см. рис. 17). Среди пород почти всех щелочных комплексов в вертикальных разрезах и по площадям преобладают субщелочные трахит-лейкотрахиты и их плутонические аналоги. Поэтому трудно допустить их образование за счет магмы редких меланефелинитов – мелалейцититов, трахидацитов или латитов. Более вероятно обратное предположение. Во многих регионах образование трахитов связывают с дифференциацией базальтовой магмы. Такое предположение трудно обосновать для Монголии, так как базальты здесь по времени формирования оторваны от образования трахитовой части разреза. Кроме того, широко распространенные в Восточной Монголии позднемезозойские базальты нигде, кроме зоны развития рассматриваемых комплексов, не сопровождаются щелочными породами. Не исключено, что на глубине, не поддающейся никаким методам исследования, могли быть скопления основных магм, ответственных за образование трахитовых расплавов. Под многими современными рифтогенными структурами доказывается наличие гравиметрического максимума, интерпретируемого как область скопления базитовых пород ("разуплотненное вещество в мантийном диапире"). Для кайнозойских щелочных пород запада США предполагается, что фельзические породы преобладают над мафическими только на поверхности, в то время как основные породы, с которыми связаны лейкократовые, остались на глубине [74]. Это предположение для мезозойских образований Монголии полностью не опровергается, но пока его трудно подтвердить. Имеющиеся факты свидетельствуют о том, что наиболее вероятно на первичная магма состава субщелочных трахитов и лейкотрахитов. Это подтверждается и некоторыми геохимическими данными.

Если мы допускаем, что первичная магма (или магмы), родоначальная для обсуждаемых комплексов щелочных магматических пород, образовалась в мантии, то попытаемся с позиции распределения редких элементов оценить ограничения, существующие для состава этой магмы (т.е. магмы, непосредственно выплавленной из минералов мантии) по сравнению с мантийными магмами, испытавшими дифференциацию.

Очевидно, отличительная черта первичной палингенной мантийной магмы – равновесное состояние с минералами мантии. Это определяет ограничения состава такой магмы и особенно распространение в ее породах редких элементов. Большое значение для оценки состава первичной магмы имеют предположения о минеральном составе мантии в момент палингенеза. Мы допускаем на основании минерального состава глубинных нодулей, что в мантии могли существовать высокомагнезиальный оливин, хромдиопсид, гиперстен, шпинель, богатый пиропом гранат (шпинелевые и гранатовые перидотиты), к которым добавляются минералы "обогащенной мантии". Из последних наиболее вероятно присутствие флогопита или магнезиального биотита [61].

Судя по минеральному составу глубинных включений в щелочных базальтах [63], наиболее распространенным минералом в мантии должен быть оливин. Т. Ирвин [69] оценил магнезиальность первичных мантийных выплавов в равновесии с оливином, состав которого наиболее характерен для глубинных включений перидотитов. В этой жидкости магнезиальность ($Mg/(Mg + Fe)$) не должна опускаться ниже 0,65. Средние величины магнезиальности важнейших видов пород позднемезозойских комплексов Монголии приведены в табл. 16. Значения магнезиальности, отвечающие равновесию с мантийным оливином, характерны для меланефелинитов – мелалейцититов, трахит-латитов и базальтов. Следовательно, магмы этих пород могли выплавляться непосредственно из мантийных пород. Надежность этого вывода снижается, если допустить, что часть железа магмы окислена уже после образования расплава. Тогда в величине магнезиальности пород учитывается и трехвалентное железо, пересчитанное на закисную форму (см. табл. 16). Общий уровень магнезиальности пород при этом снижается. Тем не менее два из трех

Таблица 16

**Магнезиальность и величина Ni/Co в магматических породах
Мушугайского комплекса**

Порода	Mg/(Mg + Fe ²⁺)	Mg/(Mg + Fe ²⁺)*	Ni/Co
Меланефелиниты – мелалейцититы	0,75	0,69	2,71
Калиевые фonoлиты	0,64	0,46	
Субщелочные трахиты и лейкотрахиты	0,53	0,38	1,20
Трахиродациты	0,44	0,31	10,0
Трахит-латиты	0,78–0,82	0,63–0,69	4,43
Пирокласты трахитов	0,47	0,37	1,02
Шонкинит-сиениты	0,63	0,56	1,44
Субщелочные сиениты	0,58	0,49	1,19
Кварцевые сиениты	0,55	0,35	3,5
Магнетит-апатитовые породы (жилыные)			0,96
То же (тело Апатитовое)			0,85
Флюорит-целестин-апатитовые породы			0,0
Карбонатиты			1,20
Базальты (MZ ₂ b)	0,71	0,54	1,72

*Суммарное железо, пересчитанное на двухвалентную форму.

указанных типов пород остаются близкими к первичным мантийным. В то же время расплавы остальных пород (в том числе субщелочных трахит-лейкотрахитов) не могут рассматриваться в качестве первичных мантийных магм, если допустить, что в равновесии с ними был высокомагнезиальный оливин.

Л.Н. Когарко предложила для отличия первичных мантийных магм от дифференцированных использовать отношение Ni/Co в породах [35]. Для первичных мантийных выплавов это отношение колеблется в интервале $2,5 \div 5,0$. По этому показателю меланократовые щелочных лавы и трахит-латиты также могут быть отнесены к первичным мантийным, в то время как базальты образовались из частично дифференцированного расплава.

В дополнение к этим показателям используем наши данные по коэффициентам распределения рубидия в магматических породах [27]. Установлена прямая зависимость содержания рубидия от содержания калия в щелочном полево шпате и от коэффициента распределения калия между слюдой и расплавом. Коэффициент распределения калия в магмах оценивался на основе содержания калия в слюде (величина для мантийных флогопитов примерно постоянная) и на основе содержания калия в магматической породе и в первом приближении приравнивался к концентрации этого элемента в магме. Зная величину коэффициента распределения калия между слюдой и расплавом, получаем значение коэффициента распределения рубидия для каждой породы. Затем, исходя из содержания рубидия в мантийных слюдах (табл. 17), оценивается концентрация этого элемента в первичных мантийных магмах, равновесных с мантийными флогопитами (табл. 18). Аналогичные расчеты производятся для оценки содержания рубидия в первичных мантийных магмах, равновесных с мантийным щелочным полевым шпатом.

Для оценки величины K/Rb в первичных мантийных магмах, равновесных с мантийным флогопитом и щелочным полевым шпатом (см. табл. 17), принимались в первом приближении постоянное значение величины коэффициента сокристаллизации между слюдой и расплавом ($D_{K/Rb} \sim 1$) и интервал 0,25–0,33 для коэффициента сокристаллизации между щелочным полевым шпатом и расплавом. В связи с этим величина K/Rb отношения в магмах всех рассматриваемых расплавов оказалась в пределах одного и того же интервала.

Сопоставление ожидаемых значений концентраций рубидия и величины K/Rb отношения в первичных мантийных магмах с наблюдаемым средними значениями в изучаемых породах наиболее дифференцированного комплекса Мушугай-Худук (см. табл. 4, 5) показывает, что практически все породы этого комплекса не могли образоваться непосредственно при палингенезе "обогащенной мантии" в равновесии со слюдами и калиевыми полевыми шпатами, состав которых варьирует в пределах, показанных в табл. 18. Ближе других к первичным мантийным магмам оказываются базальтовые. Другие рас-

Таблица 17

**Содержание рубидия (в г/т) и величины K/Rb в мантийных слюдах
из щелочных базальтов**

Минерал	K	Rb	Sr	Ba	K/Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Флогопит, Килборн хол, Нью-Мексико	7,8159	68,96	150,1	2873,4	1133	0,70325 ± ± 7
Титановый флогопит из мега- крита в щелочных базаль- тах, Хангай, Монголия		128	260	4400	619	
То же		160			493	
"		160			488	
Слюда из метасоматических жил в мантийных ксенолитах	8,6	160			536	
То же	8,75	160			547	
"	8,42	120			701	
"	7,00	100			700	
"	8,5	100			850	
"	8,0	110			727	

Таблица 18

**Сопоставление содержаний рубидия (в г/т) и величины K/Rb в породах
комплекса Мушугай-Худук и в первичных мантийных магмах,
равновесных со слюдой и щелочным полевым шпатом**

Порода	В породе		В расплаве, равно- весном со слюдой		В расплаве, равно- весном с калие- вым полевым шпа- том	
	Rb	K/Rb	Rb	K/Rb	Rb	K/Rb
Меланефелиниты – мела- лейцититы	100	241	20–40	~500–1100	~40–60	~400–700
Калиевые фonoлиты	109	565	35–80	~500–1100	~40–60	~400–700
Субщелочные трахит- лейкотрахиты	143	351	35–80	~500–1100	~40–60	~400–700
Трахиродациты	236	206	35–80	~500–1100	~40–60	~400–700
Трахит-латиты	100	423	23–53	~500–1100	~40–60	~400–700
Пирокласты трахитов	159	416	35–80	~500–1100	~40–60	~400–700
Шонкинит-сиениты	87	518	23–53	~500–1100	~40–60	~400–700
Субщелочные сиениты	139	356	28–70	~500–1100	~40–60	~400–700
Кварцевые сиениты	230	219	28–70	~500–1100	~40–60	~400–700
Базальты	47	502	17–80	~500–1100	~40–60	~400–700

плавы могли образоваться при участии процессов дифференциации с накоплением рубидия и с понижением величины K/Rb отношения.

На рис. 44 приведены соотношения величин содержаний рубидия и калий-рубидиевого отношения в породах всех позднемезозойских комплексов Монголии и показана область составов предполагаемых первичных мантийных магм. Из щелочных пород в эту область попадают шонкинит-сиениты и небольшая часть латитов комплекса Мушугай-Худук, которые в силу малой распространенности трудно представить в качестве пород, образовавшихся из первичной магмы. Важно, что в область первично-мантийных составов попадают почти все составы субщелочных трахитов и трахит-латитов Улугейского комплекса, распространенность которых значительна, а также составы раннемеловых базальтов (MZ₂b). Эти породы, судя по содержанию в них рубидия и величине K/Rb отношения, в принципе могли образоваться за счет парциального плавления флогопитсодержащей обогащенной мантии. Такому допущению не противоречат и высокие "мантийные" значения магнезиальности пород Улугейского комплекса ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 0,64\text{--}0,91$), значительно превышающие магнезиальность однотипных пород Мушугайского комплекса, но не соответствуют величины отношения Ni/Co в породах (см. табл. 16).

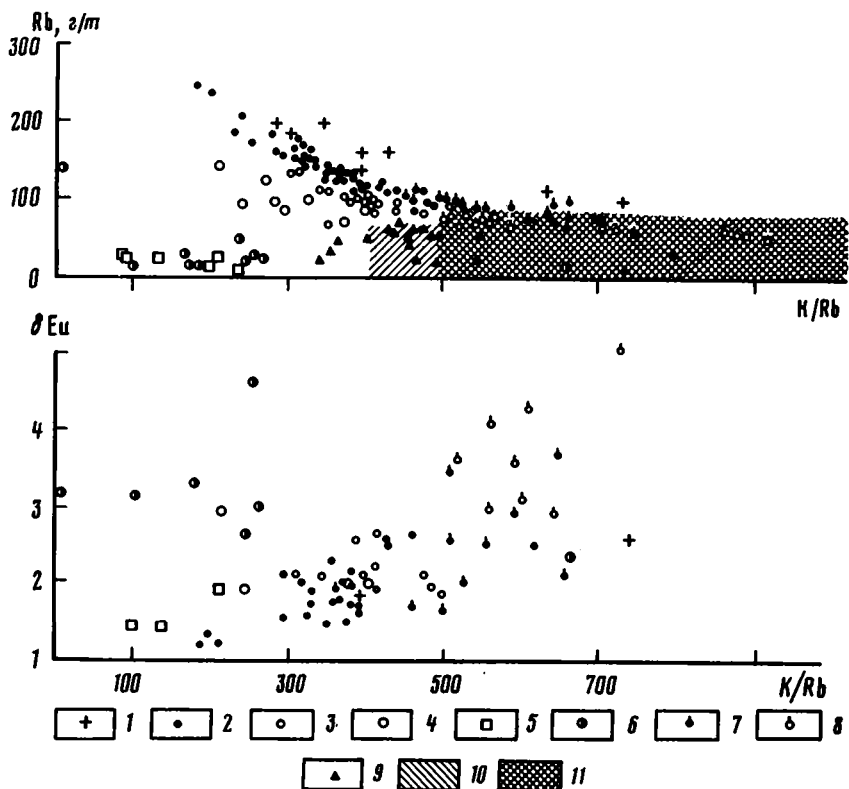


Рис. 44. Вариации содержаний рубидия и величины δEu в щелочных породах с разной величиной калий-рубидиевого отношения

1 – трахитовые пирокласты; 2–6 – породы комплекса Мушугай-Худук: 2 – субщелочные трахиты и лейкотрахиты, 3 – трахит-латиты, 4 – меланефелиниты – мелалейцититы, 5 – магнетит-апатитовые породы, 6 – карбонаты и сопряженные с ними породы; 7–8 – породы Улугейского комплекса: 7 – субщелочные трахиты и лейкотрахиты, 8 – трахит-латиты; 9 – базальты (K_1); 10–11 – области первичных мантийных магм, находящихся в равновесии с щелочным полевым шпатом (10) и слюдой (11) из мегакристов щелочных базальтов

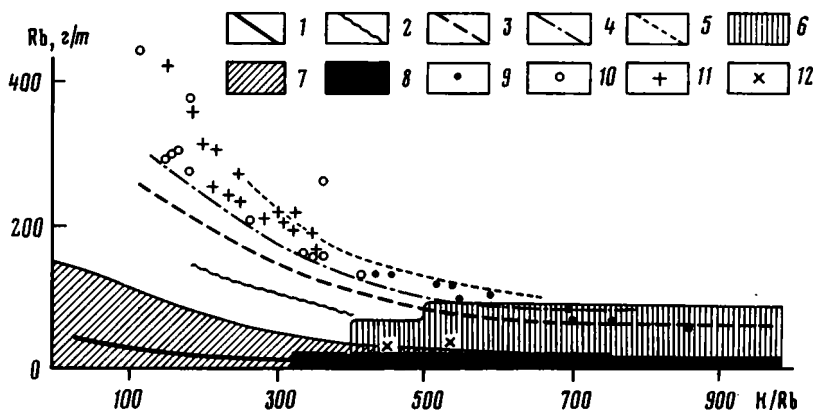


Рис. 45. Тренды содержаний рубидия в щелочных породах с разной величиной калий-рубидиевого отношения

1 – магнетит-апатитовые породы; 2 – меланефелиниты – мелалейцититы; 3 – трахит-латиты; 4 – субщелочные трахит-лейкотрахиты; 5 – трахитовые пирокласты; 6–8 – области составов: 6 – первичных мантийных магм, 7 – карбонатов и сопряженных с ними пород, 8 – вкрапленников плагиоклаза из базальтов (по литературным данным); 9–12 – составы: 9 – вкрапленников щелочного полевого шпата, 10 – вкрапленников биотита, 11 – основной массы вулканитов, 12 – вкрапленников плагиоклаза из латитов

Кроме того, имеющиеся в нашем распоряжении данные по распределению калия и рубидия по вкрапленникам щелочного полевого шпата и слюды, а также в основной массе различных пород щелочных комплексов Монголии (рис. 45) показывают, что породы-кумуляты, обогащенные щелочным полевым шпатом в процессе кристаллизационной дифференциации, также попадают в область первичных мантийных магм (см. рис. 44, 45). Следовательно, необходимы дополнительные отличия первичных и дифференцированных мантийных магм. Воспользуемся для этого величиной δEu как показателем участия в процессах дифференциации полевого шпата [2].

Известно, что перечисленные выше минералы мантии не концентрируют европий. В связи с этим первичная палингенная мантийная магма должна иметь значение δEu , близкое к единице. Отсюда субщелочные трахиты и трахит-лагиты Улугейского комплекса, характеризующиеся величиной δEu , значительно превышающей единицу (см. рис. 44), не могут представлять собой первичную недифференцированную мантийную магму. Судя по данным рис. 44 и 45, эти породы образовались из магмы, которая была обогащена полевыми шпатами, являющимися концентраторами европия.

Учитывая изложенное выше, мы приходим к выводу о малой вероятности образования щелочных пород позднемезозойских комплексов за счет кристаллизации магмы, непосредственно выплавленной из вещества мантии. Видимо, они являются результатом дифференциации какой-то первичной магмы. Вероятнее всего, состав первичной магмы должен быть близок к средневзвешенному составу из всего разнообразия щелочных магматических пород комплексов, за исключением раннемеловых базальтов. Этот состав по содержанию главных и второстепенных компонентов должен быть близок к трахитам, промежуточным между субщелочными трахитами комплекса Мушугай-Худук и трахитами Улугейского комплекса.

Какие процессы могли быть ответственны за образование рассматриваемых магм, удобно рассмотреть на примерах главного и побочных эволюционных трендов. При этом допускается, что дифференциации подвергалась магма наиболее распространенных субщелочных трахитов и лейкотрахитов либо магма упомянутого выше "первичного трахита".

Дифференциация в пределах главной эволюционной линии

Эта дифференциация отражается в закономерной корреляции средних составов магматических пород каждой из толщ позднемезозойского разреза (см. рис. 15) и подтверждается выдержанной даже в пространственно разобщенных комплексах последовательностью формирования магматических пород соответствующих толщ.

Рассмотренные ранее вариационные графики для породообразующих и редких элементов (см. рис. 19–29, 31–41) показывают вероятность образования меланократовых щелочных лав ($MZ_2 tr_1$), субщелочных трахитов ($MZ_2 tr_2$) с трахириодацитами ($MZ_2 tr_3$) и плутонических аналогов перечисленных пород в едином процессе, приведшем к комплементарности средних составов магматических пород главной эволюционной серии. Таким процессом может быть кристаллизационная дифференциация первичной магмы субщелочных трахитов или "первичных трахитов" (рис. 46). Судя по нормативным составам (см. рис. 18), кумуляты при такой дифференциации должны обогащаться темноцветными минералами, апатитом, флюоритом, магнетитом и обедняться щелочным полевым шпатом при постоянстве содержания анортита, т.е. приближаться к составу меланократовых щелочных лав. Остаточный расплав обогащается кварцем и обедняется всеми перечисленными выше компонентами и закономерно достигает состава трахириодацита ($MZ_2 tr_3$). Роль кристаллизационной дифференциации при переходе субщелочных трахитов в трахириодациты подтверждается всеми имеющимися данными: непрерывностью вариаций составов; таким распределением редких элементов, при котором в трахидацитах накапливаются элементы с низкими значениями коэффициентов распределения; понижением величины δEu , свидетельствующим об извлечении при образовании трахириодацитов из исходной магмы полевого шпата, наличием в субщелочных трахитах реальных вкрапленников щелочных полевых шпатов, пироксена и биотита, фракционирование которых из магмы субщелочных трахитов должно приводить к образованию в виде остаточного расплава трахириодацитов.

Применение кумулятивной гипотезы при образовании меланократовых щелочных лав в рамках процесса кристаллизационной дифференциации встречает ряд трудностей. Во-первых, нет петрографических доказательств кумулятивной природы меланефели-

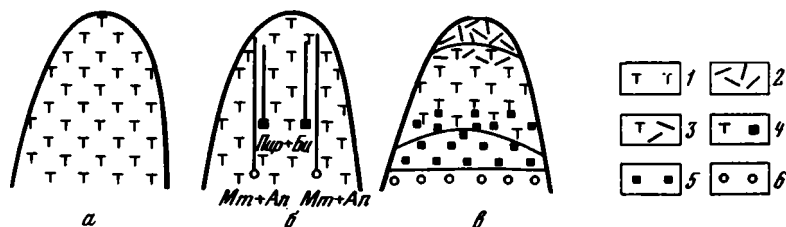


Рис. 46. Возможная схема кристаллизационной дифференциации в куполовидной магматической камере

1—3 — составы магм: 1 — трахитовая, 2 — трахириодацитовая, 3 — промежуточная между трахитом и трахириодацитом; 4 — кристаллы биотита и пироксена в трахитовой магме; 5 — зона, обогащенная пироксеном и биотитом; 6 — зона, обогащенная магнетитом и апатитом; а—в — стадии кристаллизационной дифференциации, показано опускание кристаллов пироксена (Пир), биотита (Би), магнетита (Мт) и апатита (Ап) в магме

нитов — мелалейцититов. Это возможно только при расплавлении фракционированных твердых фаз. Во-вторых, существует разрыв в вариационной серии составов между субщелочными трахитами и меланефелинитами — мелалейцититами, приходящийся на составы базальтов. Наличие такого разрыва трудно понять при последовательном фракционировании магмы субщелочных трахитов и постепенном извлечении из нее предположительно кристаллизующихся фаз, отвечающих нормативным минералам (см. рис. 20). В-третьих, набор реальных вкрапленников в субщелочных трахитах отличается от кумулятивных фаз, которые должны дать состав меланефелинитов — мелалейцититов, широким распространением щелочного полевого шпата. Следовательно, отделение всех вкрапленников от магмы субщелочных трахитов не приведет к образованию пород состава меланефелинитов — мелалейцититов. Необходимо разделение в этом процессе темноцветных и рудных минералов, а также апатита от щелочного полевого шпата. Такое разделение возможно за счет более высокой плотности меланократовых рудных минералов и апатита по сравнению с плотностью щелочного полевого шпата. При определенных соотношениях плотностей рассматриваемых минералов и магмы возможно даже всплывание легкого щелочного полевого шпата и опускание тяжелых минералов. При этом наиболее тяжелые минералы (например, апатит, рудные минералы) опустятся глубже, чем менее тяжелые (пироксен, биотит) и особенно легкие (щелочной полевой шпат). В результате такого процесса в самом простейшем виде получается зональная камера, нижняя часть которой обогащена наиболее тяжелым магнетитом и апатитом, а верхняя представлена расплавом кремнекислых трахириодацитов (см. рис. 46). Затем такая зональная камера может затвердеть в виде стратифицированного магматического тела, либо отдельные ее части переместятся в отдельные магматические резервуары и в дальнейшем развиваются независимо. В случае повторного расплавления стратифицированного магматического тела снизу вверх образуется последовательный ряд магматических пород, наблюдаемый в Монголии: меланократовые щелочные лавы — субщелочные трахиты и сиениты — трахидациты, трахириодациты.

Немوتря на сложность данной генетической схемы, многие геохимические данные подтверждают ее реальность, и в первую очередь, распределение редких элементов во вкрапленниках субщелочных трахитов (см. рис. 45, 47). Так, тренд субщелочных трахит-трахириодацитов хорошо согласуется с допущением о фракционировании из магмы субщелочных трахитов реально существующих в них вкрапленников щелочного полевого шпата. В соответствии с этим процессом в основной массе (остаточном расплаве) субщелочных трахитов, как и в трахириодацитах, происходит повышение содержания рубидия, а также понижение величины K/Rb , значения δEu , концентрации бария и стронция (см. рис. 44, 45, 47, 48). Наоборот, фракционирование из магмы субщелочного трахита реально существующих в нем вкрапленников слюды, являющихся носителем и концентратом бария, должно приводить к накоплению этого элемента в породах-кумулятах (т.е. в меланефелинитах — мелалейцититах) (см. рис. 47). Одновременно в породах-кумулятах должна присутствовать фаза (или фазы), обогащенная стронцием и обедненная рубидием (см. рис. 47). Возможно, такими фазами являются пироксен, магнетиты и апатиты.

В простейшей возможной схеме дифференциации магматических пород позднемезозойских комплексов за счет фракционирования вкрапленников из магмы субщелочных трахитов не рассмотрена проблема наличия в изученных комплексах пород, недосыщен-

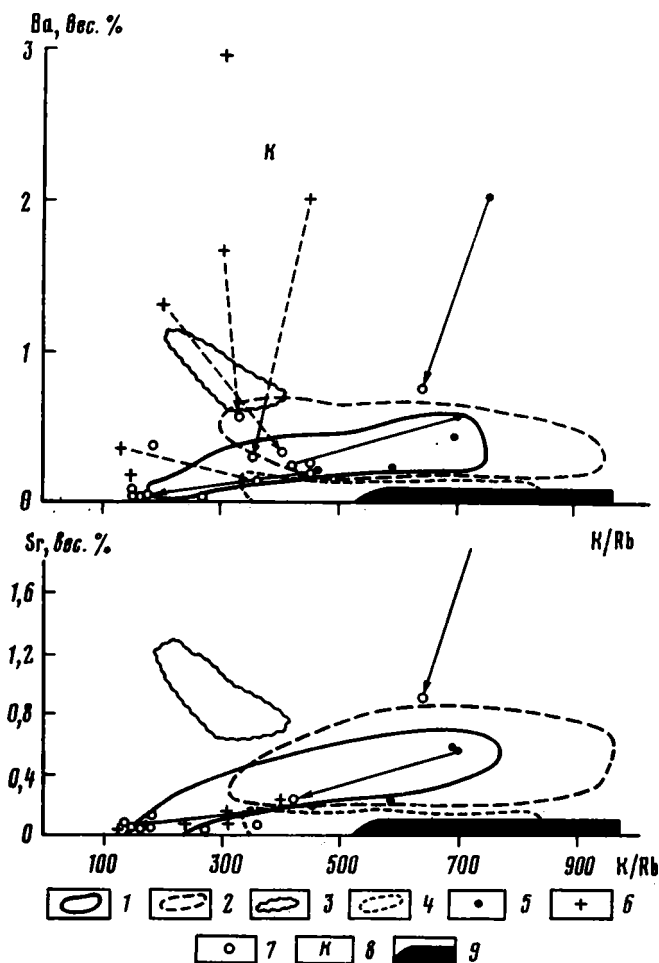


Рис. 47. Зависимость содержания бария и стронция в позднемезозойских щелочных породах от величины калий-рубидиевого отношения

1–4 – области составов: 1 – субщелочных трахитов и лейкотрахитов, 2 – латитов, 3 – меланефелинитов–мелалейцититов, 4 – базальтов; 5–8 – составы: 5 – вкрапленников щелочного полевого шпата, 6 – вкрапленников биотита, 7 – основной массы вулканитов, 8 – карбонатов; 9 – область составов вкрапленников плагиоклаза из эффузивных пород (по литературным данным); стрелками показана эволюция составов от вкрапленников (кумулятов) до основной массы (остаточных расплавов)

ных кремнеземом. Как известно, в калиевых щелочных породах возможно преодоление температурного барьера, разделяющего недосыщенные и пересыщенные кремнеземом составы, если исходные магмы имеют состав, расположенный на диаграмме нефелин – кальсилит – кремнезем в поле ABC (рис. 49). Составы большинства изученных нами пород расположены вблизи области пересечения линии $Ort - Ab$ с границей поля лейцита.

Следовательно, частично за счет фракционирования лейцита из таких составов возможно образование слабо недосыщенных и пересыщенных кремнеземом пород. Если же лейцит не кристаллизовался из магмы субщелочного трахита, то проблема перехода температурного барьера решается за счет состава первичной магмы, который располагается на полевошпатовой линии. В результате аккумуляции биотита, как это было показано еще Н.Л. Боуэном, образуются составы, резко недосыщенные кремнеземом и богатые калием. Если во фракции вкрапленников магмы субщелочного трахита соотношение количеств биотита и пироксена будет превышать это значение в точке M (рис. 50), кристаллизационная дифференциация магмы должна привести к образованию калиевого кумюлята, недосыщенного кремнеземом, и остаточного расплава, пересыщенного кремнеземом.

Однако этой схеме единой стратифицированной камеры, включающей недосыщенные и пересыщенные кремнеземом магмы, противоречит распределение р.з.э. в породах

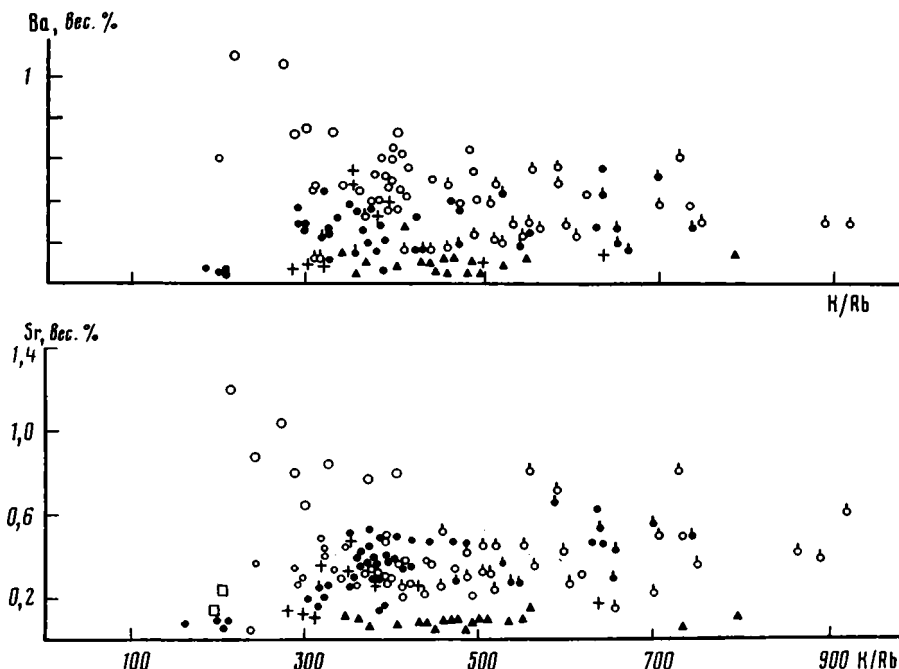


Рис. 48. Вариации содержаний бария и стронция в щелочных породах с разной величиной калий-рубидиевого отношения

Условные обозначения те же, что на рис. 44

(см. рис. 33, 35). В соответствии с этой схемой должна быть единая корреляционная зависимость между содержаниями р.з.э. и иттрием, свидетельствующая о комплементарности дифференцирующих составов. Такая зависимость намечается в целом для пород толщ $MZ_2 tr_1$ и $MZ_2 tr_2$. В нее не вписываются трахириодациты ($MZ_2 tr_3$), которые по содержанию р.з.э. и иттрия не могут быть результатом отделения меланефелинитов — мелалейцитов от субщелочных трахитов. По-видимому, трахириодациты не образовались в рассматриваемом процессе, а отделились от магмы субщелочных трахитов позднее, в промежуточной магматической камере. Тогда дифференциация в сериях меланократовые щелочные лавы — субщелочные трахиты и субщелочные трахит-трахириодациты могла протекать независимо, например, на разных глубинах. Вероятно, первая серия дифференцировалась при большей глубине, когда в равновесии с *Пир* + *Флог* находится недосыщенная кремнеземная магма, а вторая — на меньшей глубине с образованием магмы, пересыщенной кремнеземом (рис. 51).

В связи с этим серия трахит-трахириодацит относится, по-видимому, уже к побочной эволюционной ветви.

В рассмотренной схеме не определено место латитов и их происхождение не связано с данным механизмом дифференциации. Такое предположение объясняется тем, что латиты образовались после полной дифференциации магмы субщелочных трахитов и даже после формирования апатитовых пород и, видимо, карбонатитов. В этом отношении образование латитов в большей степени оторвано во времени от формирования субщелочных трахитов, чем образование меланефелинитов — мелалейцитов, местами переслаивающихся с трахитами (см. рис. 15). Не случайно, как указывалось выше, породы латитовой части разреза по распределению породообразующих и редких элементов заметно отличаются от пород остальной части разреза. По концентрациям некоторых из элементов латиты занимают промежуточное положение между трахитами и базальтами и, возможно, с последними генетически связаны. На возможных путях происхождения магм латитов остановимся ниже.

Схема образования магматических пород сложна, хотя и не противоречит имеющимся фактам. Однако не менее реальны и другие модели генезиса рассматриваемых пород, в частности с учетом летучих компонентов.

Существенная роль летучих в образовании позднемезозойских комплексов Монголии очевидна. Об этом свидетельствуют широкое распространение в связи с ними карбонати-

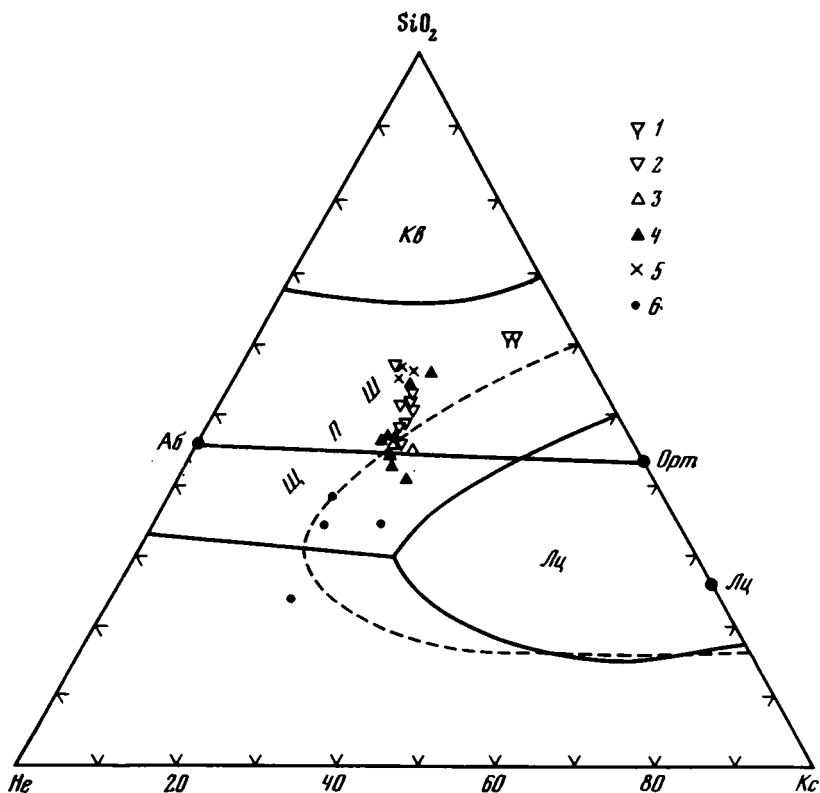


Рис. 49. Составы пород комплекса Мушугай-Худук на диаграмме нефелин-кальцит-кремнезём [20]

1 – трахириодациты; 2 – субщелочные трахиты; 3 – шонкинит-порфиры; 4 – субщелочные и щелочные сиениты; 5 – стекла трахириодацита; 6 – меланефелиниты – мелалейцититы; сплошная линия околнуривает поле $P_{H_2O} = 1000$ атм, пунктирная – в сухих условиях; Аб – альбит, Орт – ортоклаз, Лц – лейцит, Не – нефелин, Кс – кальцит, Кв – кварц, ЩЩЩ – щелочной полевого шпата

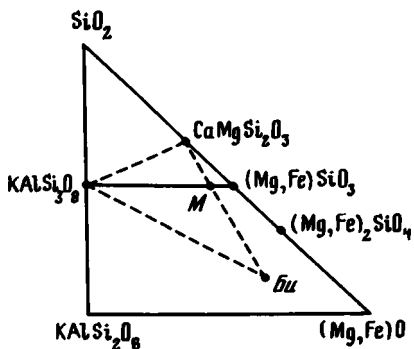


Рис. 50. Диаграмма состав-парегнезис для системы $KAlSi_2O_6 - (Mg, Fe)O - SiO_2$

Точка М – критическая для появления недосыщенных и пересыщенных кремнезёмом расплавов в зависимости от вариаций содержания биотита и пироксена

тов и других рудоносных пород, богатых летучими; широкое развитие агломератовых и брекчиевидных пород, связанных со взрывной деятельностью в магмах; многочисленные петрографические наблюдения процессов карбонизации вкрапленников эффузивных пород в магматическую стадию; широкое развитие карбонатного вещества в агломератах и эруптивных брекчиях и др. Эти же наблюдения свидетельствуют о преобладании роли среди летучих компонентов таких составляющих, как CO_2 , F, Cl, S, а не воды. Судя по высоким температурам образования магматических пород комплексов по данным гомогенизации расплавных включений, изучаемые породы образовались из относительно сухой магмы. Высокие температуры магм ($1000^\circ C$ и выше) удается оценить также по коэффициенту распределения фтора между слюдой и апатитом [57].

В свете изложенного происхождения рассматриваемых пород можно объяснить метасоматическим преобразованием пород мантии под воздействием углекислых щелоч-

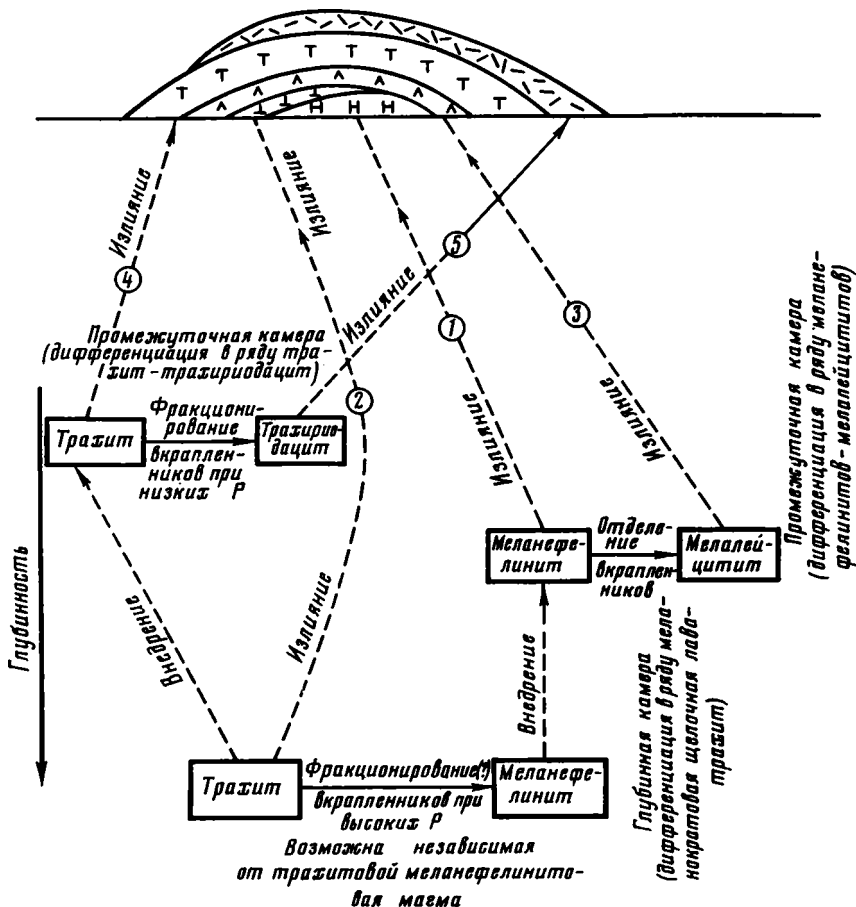


Рис. 51. Схема последовательности внедрения щелочных магм и возможные пути их образования при кристаллизационной дифференциации

Цифры на схеме — порядок внедрения магм; дифференциация магм предполагается на разных уровнях глубинности (глубинные и промежуточные камеры)

ных флюидов [46, 63, 64] либо карбонатацией базальтовых магм [45]. Обе эти гипотезы объединяет допущение, что под воздействием поднимающихся ювенильных, богатых углекислотой и щелочами флюидов происходит дебазификация вещества мантии или выплавленных из нее базальтовых расплавов. Это обусловлено высоким сродством углекислоты к основаниям, и особенно к кальцию, в результате чего должны образоваться карбонат и более лейкократовая составляющая (порода или расплав). Проявление метасоматических изменений в мантии показано в работах [63, 70] на примере поздних метасоматических грубозернистых жил, богатых слюдой и амфиболом, в нодулах перидотитов. В таких жилах наблюдается повышенное по сравнению с вмещающими породами содержание калия, натрия, титана, железа, пониженная концентрация хрома. При образовании зон такой крупномасштабной неоднородности мантии с участками "обогащенной несовместимыми элементами" мантии допускается существенное участие углекислых флюидов [46], которые производят также карбонатизацию. Последующее вовлечение этих участков "обогащенной мантии" в процессы частичного плавления может объяснить калиевый характер магм (за счет флогопита и санидина), а также обогащенность их несовместимыми редкими элементами.

В случае процесса карбонатизации базальтового расплава возможно его расщепление на более лейкократовую силикатную и богатую основаниями карбонатитовую магму. При этом экспериментальные данные [62] показывают, что в сухой углекислый флюид переходит в заметных количествах натрий, а не калий. Последний интенсивно растворяется в водном флюиде при условиях P - T мантии. Если исходная базальтовая магма была сухой, то ее взаимодействие с углекислым флюидом должно приводить к экстракции во флюид (или карбонатитовую жидкость) натрия и к обогащению силикатного распла-

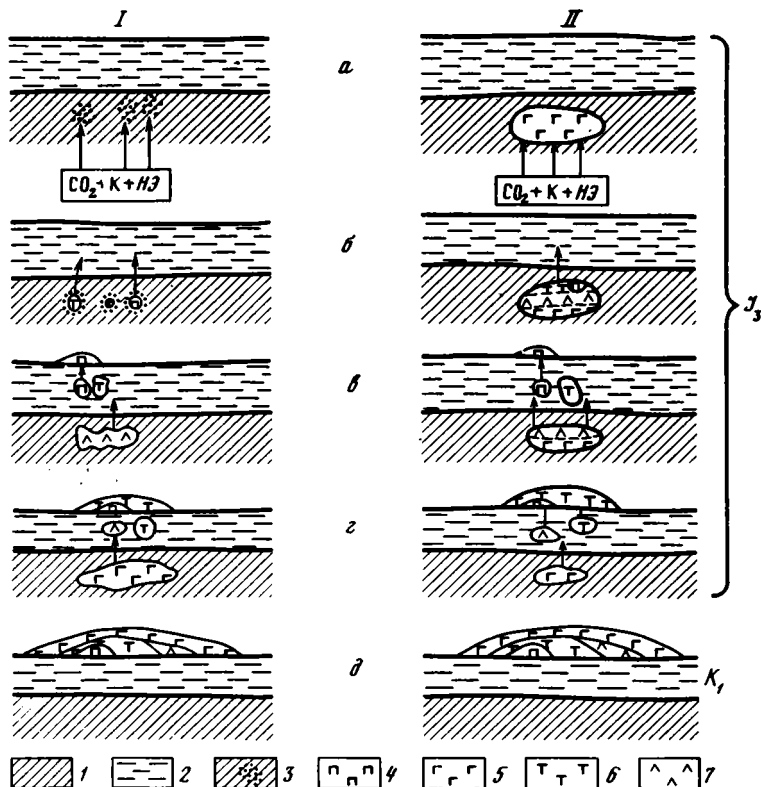


Рис. 52. Схемы возможных путей образования трахитовой и меланефелинитовой магм палингенным (I) и метаматматическим (II) процессами

1 — мантия; 2 — силикатная кора; 3 — зоны метасоматического преобразования вещества мантии под воздействием углекислых флюидов с калием и несовместимыми редкими элементами (НЭ); 4—7 — составы магм: 4 — меланефелинитовая, 5 — базальтовая, 6 — трахитовая, 7 — латитовая; а—д — стадии образования магм в мантии; стрелками показано внедрение магм

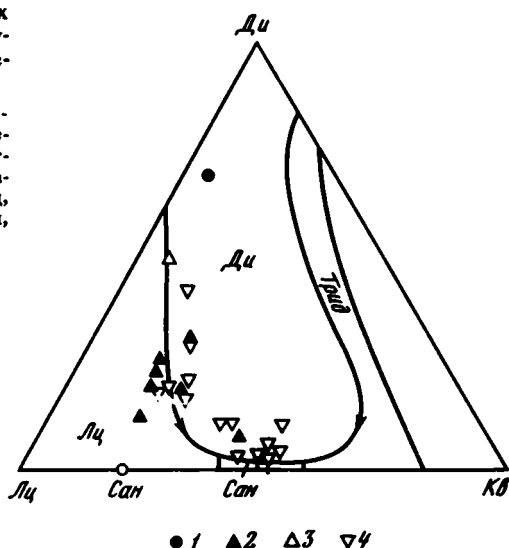
ва калием. Очевидно, могут быть разные пути карбонатизации мантийных магм. Не исключено, что усиление интенсивности этого процесса может привести к образованию относительно лейкократовой (например, трахитовой) магмы.

Приложение этой гипотезы к образованию позднемезозойских щелочных комплексов Монголии может объяснить отсутствие среди пород комплексов самого базальта, расплав которого за счет карбонатизации превратился в трахитовую и карбонатитовую магмы. Тогда меланефелиниты—мелалейцититы могли представлять собой остатки карбонатизированной базальтовой жидкости. При таком варианте допускается наличие в мантии крупных резервуаров базальтовой магмы, карбонатизация которых должна приводить к появлению трахитовых и карбонатитовых жидкостей с последующей дифференциацией первых в соответствии с путями, рассмотренными выше. Не исключено, что возникновение трахитовых магм является конечным результатом карбонатизации базальтовой (или другой мантийной) магмы. В качестве промежуточных продуктов такой дифференциации могли образоваться латитовые магмы, по составу промежуточные между трахитами и базальтами.

Имеющиеся геохимические данные согласуются с идеей карбонатизации базальтовой магмы. Например, величины содержаний рубидия, бария, редкоземельных элементов и K/Rb отношения в карбонатитах, базальтах и трахитах являются комплементарными (см. рис. 44—48). Это значит, что если от базальта отделяются бедные рубидием карбонатиты, то остаток (трахиты) оказывается им обогащенным. В случае с рубидием имеется простое "расщепление" составов. Для бария и р.з.э. трахиты оказываются промежуточными между базальтами и карбонатитами. При этом можно предположить, что эти элементы обогащают трахиты за счет взаимодействия базальта с углекислыми флюидами, несущими барий и другие элементы. Источником рубидия в этих процессах являются, видимо, базальты, и накопление его в трахитах связано с неспособностью карбонатитового вещества поглотить заметное количество рубидия, а источником бария мог быть

Рис. 53. Положение точек средних составов пород комплекса Мушугай-Худук на диаграмме кремнезем—диопсид—лейцит

1 — меланефелиниты — мелалейцититы; 2 — субщелочные и щелочные сиениты; 3 — шонкинит-порфиры; 4 — субщелочные трахиты; Ди — диопсид, Кв — кварц, Лц — лейцит, Сан — санидин, Трид — тридимит



сам углекислый флюид, изменяющий базальтовый расплав до трахитового состава и привносящий в магму барий.

В принципе многие другие элементы (см. табл. 5) могут быть интерпретированы с позиции рассмотренной гипотезы. Например, к рубидию близки по поведению литий, цезий, ниобий, цирконий, а к барию — свинец и цинк.

При расположении источника углекислоты в верхней части магматической камеры возможно ее стратификация (рис. 52) с последовательностью извержения из все более глубоких слоев ее в соответствии с реально наблюдаемой стратиграфической последовательностью (см. рис. 17). Аналогичная стратификация может возникнуть и из-за стремления расплавов расположиться в соответствии с их плотностью, т.е. в порядке (снизу вверх) базальт—латит—трахит. Эта дифференциация и последовательное излияние магм протекали в течение верхней юры и нижнего мела. Общая схема формирования магм по двум главным механизмам (палингенному мантийному и дифференцированному) приведены на рис. 52.

Весьма вероятно, что карбонатизация мантийной магмы (или магм) должна быть благоприятна процессам фракционной дифференциации.

В случае образования участков "обогащенной мантии" в твердом состоянии под метасоматическим воздействием углекислых флюидов также можно объяснить наблюдающуюся последовательность извержения магматических пород. Сначала вещество мантии обогащается слюдой и, вероятно, карбонатом. Парциальное плавление этого вещества с участием биотита и прироксена должно приводить к появлению "первичных" трахитовых (недосыщенных либо пересыщенных) магм, равновесных с мантийными составами слюды или калиевого полевого шпата. Этот процесс может быть вызван смещением реакции типа флогопит + кальцит $\rightleftharpoons$ ортоклаз + доломит при плавлении вещества обогащенной мантии при повышении активности CO_2 [6]. По мере расширения области плавления с захватом участков обычной мантии могли образоваться латитовые магмы, а затем — и базальтовые.

Некоторые исследователи допускают, что такие калиевые породы, как в Монголии, образовались при ассимиляции первичной мантийной магмы коровым материалом граносиенитового состава [53, 76]. Для Монголии эта точка зрения могла быть подтверждена последовательным обогащением более кремнекислых пород калием, рубидием и обеднением стронцием, барием и элементами группы железа (см. рис. 37—41). Однако это противоречит поведению циркония, содержания которого в породах комплекса значительно выше, чем в наиболее распространенных породах земной коры [9]. Идея ассимиляции корового материала не подтверждается также приведенными выше данными распределения изотопов стронция. Величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0,7054—0,7058 для нижнемеловых базальтов, верхнеюрских меланефелинитов, трахитов, сиенитов, карбонатитов и не возрастает в более кремнекислых породах. Кроме того, в трахитах и трахилипаритах Мушугай-Худук никаких ксенолитов корового вещества не обнаружено. Имеющиеся геохимические данные в большей степени соответствуют допущению о под-

коровом мантийном источнике магм, из которых образовались породы комплекса Мушугай-Худук.

Нам представляется, что по крайней мере в серии пород от субщелочных трахитов до трахириодацитов обогащение последних кремнеземом, калием, рубидием, цирконием и обеднение стронцием, барием, кобальтом, никелем, ванадием происходили за счет фракционирования темноцветных и рудных минералов, апатита, в некоторой степени щелочного полевого шпата. Это мнение подтверждается близостью составов пород рассмотренного комплекса и котектической линией на диаграмме лейцит — диопсид — кремнезем (рис. 53).

Таким образом, наиболее обоснованным можно считать мнение об образовании магматических пород позднемезозойских щелочных комплексов Монголии в результате дифференциации расплавов, возникших при частичном плавлении карбонатизированного вещества "обогащенной мантии" или при карбонатизации мантийной магмы (типа базальтовой). Магмы извергались в промежуточные очаги и на поверхность либо из стратифицированной камеры, в которой состав расплавов снизу вверх сменялся от базальтового через латитовый до трахитового, либо из постепенно разрастающегося очага, в который последовательно вовлекаются все более бедные биотитом участки мантии. На всех стадиях образования и эволюции магм протекали интенсивные процессы кристаллизационной дифференциации.

Дифференциация в побочных эволюционных линиях

Эта дифференциация фиксируется вариациями составов пород каждой из толщ (см. рис. 17), не совпадающими с трендами главной эволюционной линии. В связи с этим, как уже указывалось, дифференциация в побочных сериях протекала независимо от главной эволюционной линии и, видимо, после образования магм, соответствующих каждой толще (см. рис. 17), в промежуточных очагах.

Побочная эволюционная серия в первую очередь обнаруживается в меланократовых щелочных лавах. В вариационных зависимостях содержания петрогенных элементов от концентрации кремнезема четко видно, что содержание окиси титана, магния, кальция и натрия в меланефелинитах — мелалейцититах изменяются резче, чем для всей главной эволюционной серии, и не совпадают с направлением главной эволюционной серии тренды рубидия, лития, цезия, стронция, ниобия, циркония и других редких элементов (см. рис. 50, 51). Это предполагает наличие дифференциации магмы меланефелинитов — мелалейцититов перед извержением в промежуточном магматическом очаге. Побочные тренды эволюции меланефелинитов — мелалейцититов носят направленный характер, характеризующий изменение состава магмы при переходе от нижнего пласта афировых или слабо порфировых меланефелинитов к верхнему пласту порфировых мелалейцититов. Отсюда следует предположить, что меланократовые щелочные лавы извергались из зональной магматической камеры. Если поступление магмы из нее происходило из последовательно углубляющихся уровней, то, вероятно, зональность этой камеры была следующей. Сверху была магма, резко обогащенная флюидом, с участками застывшей породы. Ниже располагалась меланефелинитовая магма с малым количеством вкрапленников и с включениями карбонатитовой жидкости. Под ней был слой мелалейцититовой магмы, богатой вкрапленниками. Извержение из этой камеры началось с эруптивной деятельности с образованием нескольких слоев агломератов под воздействием флюидной фазы. После этого излились афировые лавы меланефелинитов.

Стратификация промежуточной магматической камеры, ответственная за наблюдающиеся вариации состава меланократовых щелочных лав, может быть обусловлена обогащением нижней части камеры темноцветными и рудными минералами. Такое обогащение, вероятно, связано с фракционированием вниз очага рудных и темноцветных минералов. Судя по модальным составам пород, нижняя часть была обогащена в первую очередь биотитом, в связи с чем мелалейцититы обогащены калием, рубидием, литием, барием, цезием (см. рис. 37). Одновременно эти породы характеризуются понижением величины δEu и содержания Sr, что подтверждает отделение от них щелочных полевых шпатов (см. рис. 33, 37). Возможно, последние уже в ходе дифференциации главной эволюционной линии обогатили зону выше мелалейцититов и являлись очагом трахитовой магмы, которая внедрилась перед меланефелинитами. Не исключено, что трахиты могли внедриться и из самостоятельного очага после щелочных меланократовых эф-

фузиков, поскольку имеется линза трахитов между пластами меланефелинитов и мелалейцититов (см. рис. 15, 51).

Таким образом, эволюция состава пород толщи $MZ_2 tr_1$, вероятнее всего, связана с фракционированием минералов-вкрапленников (особенно биотита, темноцветных и рудных минералов) в нижние части камеры и с извержением сначала магмы, давшей афировые меланефелиниты, а затем богатых вкрапленниками мелалейцититов.

Вариации составов субщелочных трахит-лейкотрахитов и связанных с ними сиенитов в основном укладываются в главную эволюционную серию. Однако в трахитовых палеовулканических постройках с участием пирокластов, сиенитов, трахитов и трахириодацитов намечается самостоятельная корреляционная зависимость между содержаниями р.з.э. и иттрия, резко отличная от корреляционной зависимости главной эволюционной линии [33]. Учитывая, что при переходе к трахириодацитам в породах понижается величина δEu , которая указывает на фракционирование из магмы полевого шпата, можно предположить, что эта дополнительная корреляционная зависимость между содержаниями р.з.э. и иттрия, видимо, связана с вариациями в данном ряду пород полевого шпата. Возможно, пирокласты и субвулканические трахиты являются породами, в магмах которых происходило наибольшее кумулятивное накопление полевого шпата перед извержением. На это указывает скопление в субвулканических телах трахитов вкрапленников полевых шпатов, образующих поликристаллические сегрегации.

Дифференциация в побочных ветвях главной эволюционной линии щелочных комплексов Монголии четко прослеживается на диаграмме в координатах содержание рубидия — величина K/Rb отношения (см. рис. 44, 45). Здесь выделяются отдельные корреляционные линии для трахитовых пирокластов, субщелочных трахитов-лейкотрахитов — трахириодацитов, латитов, меланефелинитов-мелалейцититов и апатитовых пород, в совокупности образующих главную эволюционную линию. В каждом побочном тренде отмечается рост содержания рубидия при понижении величины K/Rb отношения. Направление этих трендов соответствует направлению эволюции составов перечисленных пород (магм) к основным массам пород (остаточным расплавам) при условии удаления из них вкрапленников щелочного полевого шпата. Фракционирование вкрапленников слюды при этом создавало незначительный эффект в распределении рубидия и величины K/Rb . Исключение составляет роль слюды во вкрапленниках меланефелинитов — мелалейцититов, состав которой в отличие от состава слюд из трахитов имеет низкое содержание рубидия и высокое значение K/Rb . Фракционирование этой слюды должна быть ответственным за наблюдающийся тренд в вариациях содержания рубидия в меланефелинитах — мелалейцититах.

Ведущая роль фракционирования щелочного полевого шпата в трендах всех побочных линий дифференциации подтверждается также вариациями величины δEu (см. рис. 44) и содержаниями бария и стронция (см. рис. 47, 48). Однако по этим показателям намечается единая тенденция для полевошпатсодержащих пород, с одной стороны, и меланократовых щелочных лав — с другой. Судя по составу вкрапленников, вариации содержания бария и стронция в трахитах, трахириодацитах, латитах обусловлены фракционированием вкрапленников щелочного полевого шпата, а колебания концентраций элементов в меланефелинитах — мелалейцититах связаны с фракционированием вкрапленников слюды и минерала-концентратора стронция (видимо, пироксена).

Судя по распределению р.з.э. в породах и апатитах щелочных комплексов (см. табл. 12, 13), вариации в концентрациях этих элементов обусловлены фракционированием апатита, который участвует в процессе фракционной дифференциации. Этот процесс вполне вероятен, поскольку все породы богаты вкрапленниками апатита, а в трахитах обнаружены даже глубинные мегакристы апатита. Допущение об участии апатита в процессе фракционирования щелочных магм основано на факте единых для пород и апатитов корреляционных связей между содержаниями всех индивидуальных р.з.э. и иттрия [33]. Однако возрастание величины δEu в породах Улугейского комплекса по сравнению с породами других комплексов свидетельствует о более раннем фракционировании в магме полевых шпатов по сравнению с кристаллизацией апатита. Поэтому процессы фракционирования полевых шпатов из первичной трахитовой магмы способствовали вариациям величины δEu в породах щелочных комплексов Монголии, а более позднее фракционирование апатита — вариациям в содержаниях всех остальных индивидуальных р.з.э. в этих породах.

В заключение этого раздела приводится схема последовательности образования различных рассмотренных выше магматических пород позднемезозойских щелочных

комплексов Монголии с учетом побочных линий дифференциации трахитовой магмы в промежуточных очагах (см. рис. 51). Схема демонстрирует возможные пространственные и временные соотношения различных магм, излияния которых приводят к наблюдаемой стратиграфической последовательности вулканитов наиболее дифференцированного комплекса Мушугтай-Худук.

Проблема происхождения апатитовых, карбонатитовых и связанных с ними пород

В соответствии со схемой последовательности формирования пород щелочных комплексов (см. рис. 15) выделяются фосфатно-карбонатная стадия магматического этапа, карбонатно-целестин-флюоритовая, кварц-карбонатная, карбонатная и фосфатно-флюоритовая стадии послемагматического этапа.

По всем петрохимическим и геохимическим показателям (см. рис. 19–29, 31–41) жильные магнетит-apatитовые породы близки к кумулятам при дифференциации магмы в серии меланократовые щелочные породы → субщелочные трахиты → трахириодациты. Этот вывод подтверждается присутствием вкрапленников магнетита и апатита во всех магматических породах рассматриваемых комплексов, а также наличием связи между концентрацией р.з.э. в магматических породах и фракционированием апатита. Для комплекса Мушугтай-Худук жильные магнетит-apatитовые породы должны были отделиться в качестве кумулятов в конце магматической эволюции серии субщелочной трахит–трахириодацит. Поскольку в этом направлении возрастает суммарное содержание р.з.э. и уменьшается величина δEu в апатитах вкрапленников (см. табл. 13, рис. 31), реальные содержания р.з.э. и значение δEu в жильных магнетит-apatитовых породах не позволяют предположить в качестве источника этих пород апатиты вкрапленников меланефелинитов – мелалейцититов. Магнетит-apatитовые кумуляты, судя по содержаниям р.з.э. и величине δEu , должны были отделиться от магмы в области перехода субщелочных трахитов в трахириодациты.

Это предположение, основанное исключительно на геохимических данных, хорошо подтверждается геологическими наблюдениями о более позднем времени образования жильных магнетит-apatитовых пород относительно субщелочных трахитов и сиенитов. Однако этих пород нет в трахириодацитах, а тем более в латитах, пирокласты которых содержат обломки магнетит-apatитовых пород. Таким образом, образование магнетит-apatитовых пород происходит между формированием субщелочных трахитов и трахириодацитов, что также является доводом в пользу кумулятивной природы жильных магнетит-apatитовых пород.

С кумулятивной природой магнетит-apatитовых пород согласуются также геологические и геохимические данные для Улугейского комплекса (см. табл. 12). В этих породах отмечается низкое содержание р.з.э. и высокая величина δEu по сравнению с породами комплекса Мушугтай-Худук. Такие параметры типичны и для нефелиносодержащих трахитов этого комплекса, поэтому вероятно, что магнетит-apatитовые породы и здесь являются кумулятами трахитовой магмы. Однако анализы апатитов вкрапленников трахитов Улугейского комплекса (табл. 19) характеризуются более высокими содержаниями суммы р.з.э. и соответственно более низкими величинами δEu по сравнению с этими показателями в магнетит-apatитовых породах (0,2500% TR+Y, $\delta Eu = 1,72$). Частично это связано с завышением величины δEu за счет отсутствия данных по содержанию гадолиния в магнетит-apatитовых породах Улугейского комплекса. Однако расчеты показывают, что погрешность за счет этого не ставит под сомнение высокое значение δEu в этих породах (> 1). Следовательно, кумуляция апатита при образовании магнетит-apatитовых пород Улугейского комплекса происходила из трахитовых (возможно, латитовых или промежуточных) магм с более низкими (см. табл. 19) содержаниями р.з.э. в апатитах вкрапленников.

Сопоставление вероятных процессов образования магнетит-apatитовых пород комплексов Мушугтай-Худук и Улугейского путем аккумуляции вкрапленников апатита из магмы показывает, что этот процесс протекал из магм с разной величиной δEu . Вероятно, как уже указывалось выше, это связано с более ранним фракционированием концентратора европия (полевого шпата), до процесса кумуляции апатита.

В некотором противоречии с кумулятивной природой образования жильных магнетит-apatитовых пород находится магнезиальный характер слюд из этих пород, который не соответствует составу слюды из вкрапленников трахитов. Возможно, это свя-

Таблица 19

Содержание некоторых р.з.э. (в г/т) и величина δEu в апатитах из пород Улугейского комплекса

Номер пробы	Порода	$\Sigma\text{TR}+\text{Y}$	Sm	Eu	Gd	δEu
Уг 4001	Нефелинсодержащие трахиты	5320	250	68	160	1,01
Уг 4018	То же	4745	170	49	130	1,01
Уг 1970	Трахиродациты	18360	730	81	430	0,42
Уг 2034	Сиениты	9570	330	63	240	0,68
Уг 1974	Кварцевые сиениты	8450	300	38	220	0,45
Уг 2033	Апатит-халцедоновая порода	6820	200	67	130	1,24

зано с наложенным характером слюды в магнетит-апатитовых породах, но могут быть и другие объяснения этому факту. В частности, вероятно, что кумуляты плавильсь перед их внедрением, тогда условия кристаллизации слюды, а значит, и ее состав могут значительно отличаться от условий кристаллизации и состава слюд вкрапленников.

Имеются трудности для объяснения с кумулятивной точки зрения образования апатитовых пород тела Апатитового (комплекс Мушугай-Худук). По величине δEu и распределению редких элементов они не противоречат этой гипотезе. Однако ей не соответствуют очень высокие содержания р.з.э. в этих породах (см. табл. 12). Такие концентрации р.з.э. могли образоваться в апатитах, кристаллизующихся из остаточной магмы трахириодацита. Это противоречит геологическим соотношениям рассматриваемых пород, а также величине δEu в трахириодацитах, которая значительно ниже, чем в апатитовых породах тела Апатитового. Не исключено, что данные апатитовые породы образовались совсем другим путем, не имеющим отношения к кристаллизационной дифференциации, например, при ликвиации богатой фосфором силикатной магмы на силикатную и фосфатную жидкость. Однако трудно пока найти убедительные доказательства ее реальности, в связи с чем может быть предложена и другая гипотеза, представляющая модификацию кристаллизационной дифференциации.

Если допустить, что кумулятивные сегрегации апатита, магнетита и некоторого количества силикатов, по составу отвечающих жильным магнетит-апатитовым породам, могли расплавиться, образовав гомогенный расплав, то кристаллизация такого расплава может привести к обогащению пород р.з.э. Это возможно для фракции кумулятов апатита, которые даже при наименьших известных коэффициентах распределения р.з.э. между апатитом и расплавом способны сконцентрировать р.з.э. в 7–11 раз по сравнению с расплавом. В действительности среднее содержание р.з.э. в апатитовых породах тела Апатитового превышает таковое для жильных магнетит-апатитовых пород всего в 2 раза. Следовательно, вероятно, модель, при которой апатитовые породы тела Апатитового образовались в качестве кумулятов при кристаллизации магмы жильных магнетит-апатитовых пород.

Проблема генезиса карбонатитов является одной из наиболее сложных в современной петрологии. С ее решением связано как установление геологических и физико-химических условий формирования карбонатитов как горных пород, так и выяснение источника их вещества, условий зарождения, отделения, последующей эволюции и состояния карбонатитообразующих систем. Данные, приведенные в предыдущих разделах настоящей книги, а также результаты петролого-геохимического изучения карбонатитов других провинций мира [48, 49, 50], в определенной мере позволяют ответить на эти вопросы в связи с изучением щелочных комплексов Южной Монголии.

Рассматриваемые породы обнаруживают четкую пространственную и генетическую связь с позднемезозойским щелочным магматизмом. Как карбонатиты, так и щелочные породы локализованы в пределах единых комплексов, приуроченных к крупной рифтогенной структуре. Карбонатиты занимают вполне определенное место в общей схеме стадийности формирования щелочных комплексов. Большая их часть (поздние карбонатиты и др.) образуется позже силикатных магматических пород. Однако ранние карбонатиты (Мушугай-Худук), а также карбонатно-силикатные пирокласты (комплексы Мушугай-Худук, Улугейский), несомненно, сформировались до полного завершения щелочного магматизма. Их становление как горных пород проходило до кристаллиза-

ции трахириодацитов (наиболее поздних дифференциатов в главной эволюционной линии магматизма) и частично до кристаллизации магмы субщелочных трахитов (сиенитов). На это указывает отсутствие жил карбонатитов и сопряженных с ними пород среди эффузивов толщи MZ_2tr_3 , пересечение карбонатно-силикатных пирокластов и ранних карбонатитов жилами и дайками сиенит-порфиров (субвулканических и интрузивных аналогов субщелочных трахитов). Кроме того, в меланефелинитах комплекса Мушугай-Худук обнаружены округлые обособления, по составу отвечающие породам карбонатитовой серии. В.Б. Наумовым в них обнаружены первичные расплавные включения. Имеются основания полагать, что природа этих обособлений ликвационная и частично карбонатитообразование могло протекать в самую раннюю стадию щелочного магматизма района.

Наряду с геологическими данными о генетической связи щелочных пород и карбонатитов свидетельствуют результаты геохимического изучения этих двух групп пород (см. табл. 5, 12, 14). По сравнению с кларками (для земной коры [9]) они характеризуются повышенными содержаниями стронция, бария, р.з.э., циркония, гафния, свинца, а также фосфора и фтора и заниженными — ниобия, тантала, большинства элементов группы железа. Как в карбонатитах, так и в щелочных породах преимущественно накапливаются легкие лантаноиды ($\Sigma Ce/\Sigma Y > 8$ при $L a/Yb \geq 40$). По уровню общего содержания р.з.э. и величине лантан-иттербиевого отношения рассматриваемые породы определяются единым трендом, полностью совпадающим с трендом для карбонатитов и щелочных пород других карбонатитовых комплексов, а также таких мантийных образований, как кимберлиты и щелочные базальты рифтовых зон [33, 50]. О тесной генетической связи позднемезозойских щелочных пород и карбонатитов Южной Монголии свидетельствует близость величин изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (см. табл. 14), характерных для мантийных образований.

Таким образом, карбонатиты и щелочные породы изучавшегося региона представляют собой петрогенетически единую серию пород с мантийным источником вещества. В настоящее время имеется достаточно экспериментальных данных, проливающих свет на возможный механизм формирования магм повышенной щелочности и протокарбонатитового вещества в мантийных условиях [43, 66–68, 71 и др.]. Согласно этим данным можно предположить, что в мантийных условиях на значительных глубинах при участии карбонатирующих флюидов происходит селективное плавление пиrolита с образованием щелочных магм, обогащенных летучими. Протокарбонатитовое вещество растворено в таких магмах главным образом (или полностью) в виде солевого компонента и фракционирует (ликвирует) в процессе их дифференциации в менее глубинных условиях, обособляясь в виде солевой жидкости, обогащенной щелочными землями, щелочами, летучими и многими редкими элементами.

На фракционирование карбонатитовой жидкости в процессе эволюции щелочной магмы наряду с приведенными ранее петрографическими и геологическими данными указывают и данные геохимических исследований. Величина δEu в рассматриваемых карбонатитах заметно отличается от единицы (см. табл. 12, рис. 54), что вообще характерно для карбонатитов других провинций мира. Это типично для остаточных дериватов мантийных магм [2] и свидетельствует о формировании карбонатитов в процессе достаточно глубокой дифференциации первичной щелочной магмы.

Рассмотрим возможное время отделения карбонатитовой фракции на примере комплекса Мушугай-Худук. Первые признаки карбонатитовой жидкости проявлены еще в меланократовых щелочных эффузивах (MZ_2tr_1), в которых, как отмечалось ранее, обнаружены обособления карбонатитового состава, видимо, с ликвационной природой. Однако ликвация карбонатитовой жидкости от щелочной магмы в основном произошла после отделения щелочной меланократовой магмы, когда остаточная магма достигла трахитового (сиенитового) состава. Об этом свидетельствуют следующие факты.

1. Наличие более ранних карбонатитов и карбонатно-силикатных пирокластов, чем часть пород сиенитового состава.

2. Присутствие карбонатных обособлений во вкрапленниках щелочного полевого шпата трахитов и сиенит-порфиров, а также в основной массе последних.

3. Соотношение величин δEu для среднего состава карбонатитов, с одной стороны, и силикатных щелочных дифференциатов — с другой. На рис. 54 точка среднего состава карбонатитов комплекса Мушугай-Худук занимает промежуточное положение (по величине δEu) между точками средних составов меланефелинитов — мелалейцититов и субщелочных трахитов (сиенитов). Это может указывать на время отделения основ-

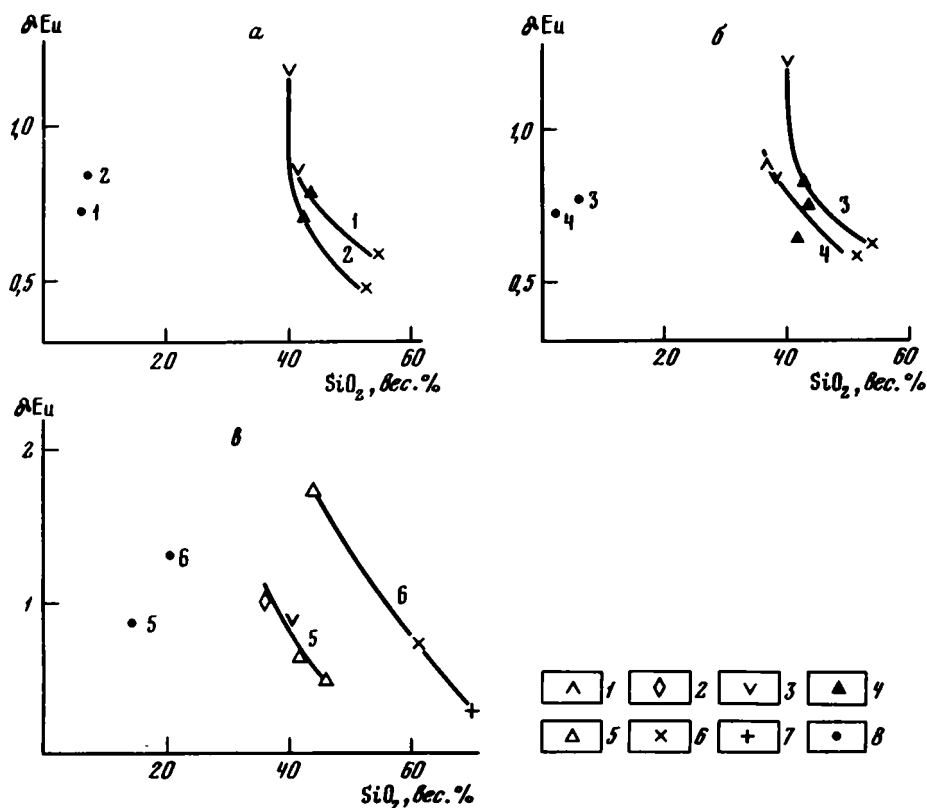


Рис. 54. Положение точек средних составов карбонатитов и магматических силикатных пород ряда карбонатитовых комплексов на диаграмме $\delta Eu-SiO_2$ по [50]

а – Большесаянский (1) и Малосаянский (2) массивы; б – Алданский массив (3), натриевая серия щелочных эффузивных пород Восточного рифта Восточной Африки (4); в – калиевая серия щелочных эффузивных пород Западного рифта Восточной Африки (5) и комплекс Мушугай-Худук Южной Монголии (6); 1 – щелочные пикриты; 2 – катунгиты, угандиты; 3 – пироксениты, мелилититы; 4 – ийолит-мельтейгиты, меланефелиниты, нефелиниты; 5 – мелалейцититы – меланефелиниты, мелалейцититы – лейцититы; 6 – щелочные и нефелиновые сиениты, трахиты, фonoлиты; 7 – трахириодациты; 8 – карбонатиты

ной части карбонатитовой жидкости. На этом же графике приведены данные о величинах δEu в карбонатитах и силикатных магматических породах ряда других карбонатитовых провинций. Здесь также выявляется закономерное соответствие величин δEu средних составов карбонатитов и силикатных дифференциатов, от магмы которых происходило отделение карбонатитовой фракции [50].

4. Характер корреляционных связей между точками средних составов карбонатитов и щелочных пород на диаграммах вида содержание SiO_2 – концентрация редкого элемента (рис. 55). В большинстве случаев точка среднего состава карбонатитов не укладывается на линии корреляционной связи, общие для всех щелочных дифференциатов. Поэтому трудно предположить, что отделение карбонатитовой жидкости главным образом происходило или в самом начале, или в самом конце эволюции первичной щелочной магмы, хотя частичное фракционирование карбонатитовой жидкости в начале этого процесса можно предположить, учитывая характер корреляционных связей в отношении р.з.э. и бария (см. рис. 55). Выявляется наличие четких корреляционных связей между точками среднего состава карбонатитов и субщелочных трахитов (сиенитов), трахириодацитов (кварцевых сиенит-порфиров) (см. рис. 55), т.е. между карбонатитами, с одной стороны, и промежуточными и конечными щелочными дифференциатами – с другой.

Аналогичная картина выявляется и в случае карбонатитов других провинций. На рис. 56, 57 такие данные приведены для образования карбонатитовых комплексов Восточно-Африканской провинции – областей Западного и Восточного рифтов. Здесь отделение карбонатитовой жидкости, видимо, происходило от промежуточных магм, более высокощелочных по составу. Первичные магмы, несомненно, были также более

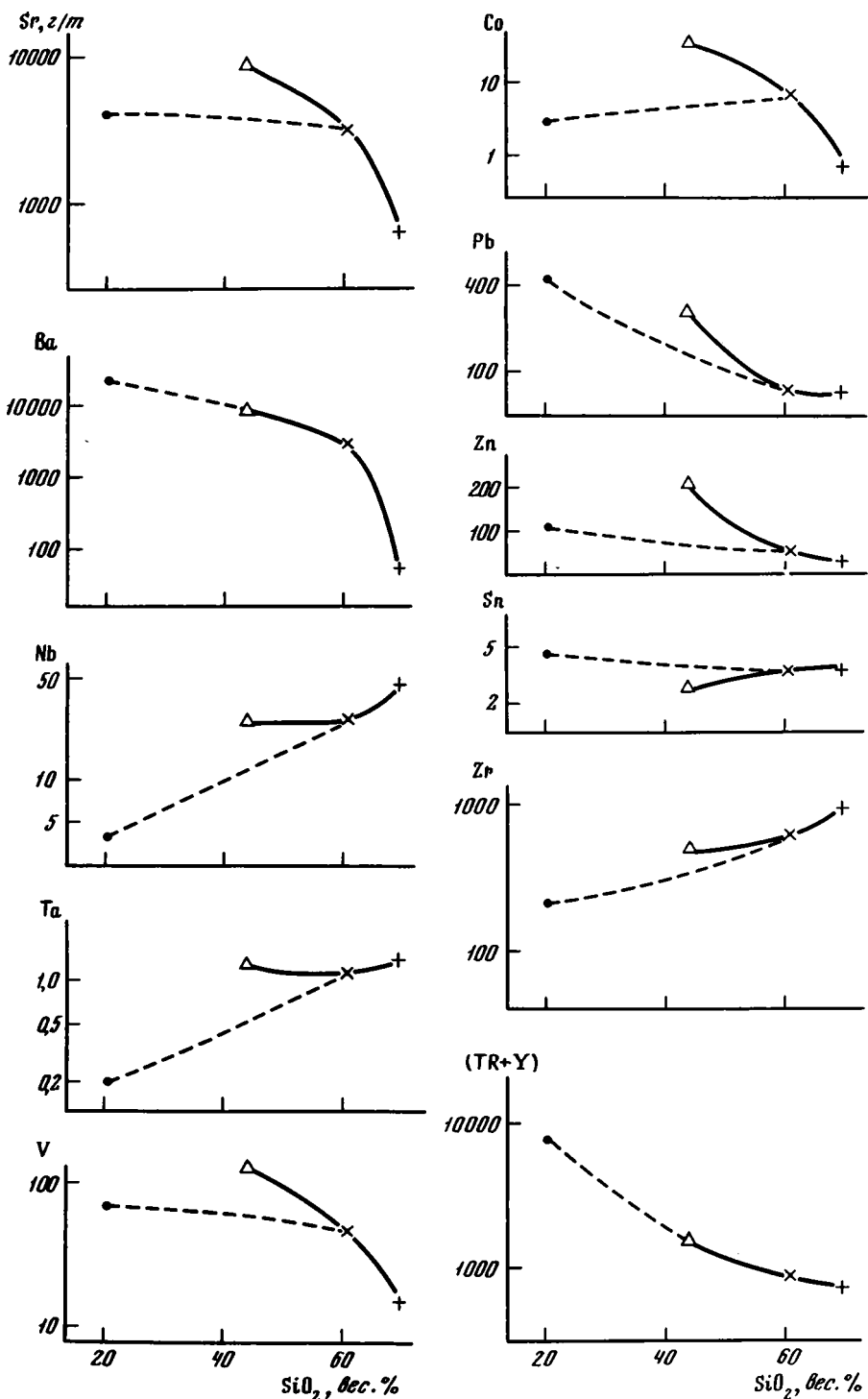


Рис. 55. Диаграммы содержание кремнезема—концентрация редких элементов (г/т, в логарифмическом масштабе). Характер корреляционных связей между средними составами щелочных пород и карбонатитов комплекса Мушугай-Худук

Условные обозначения те же, что на рис. 54

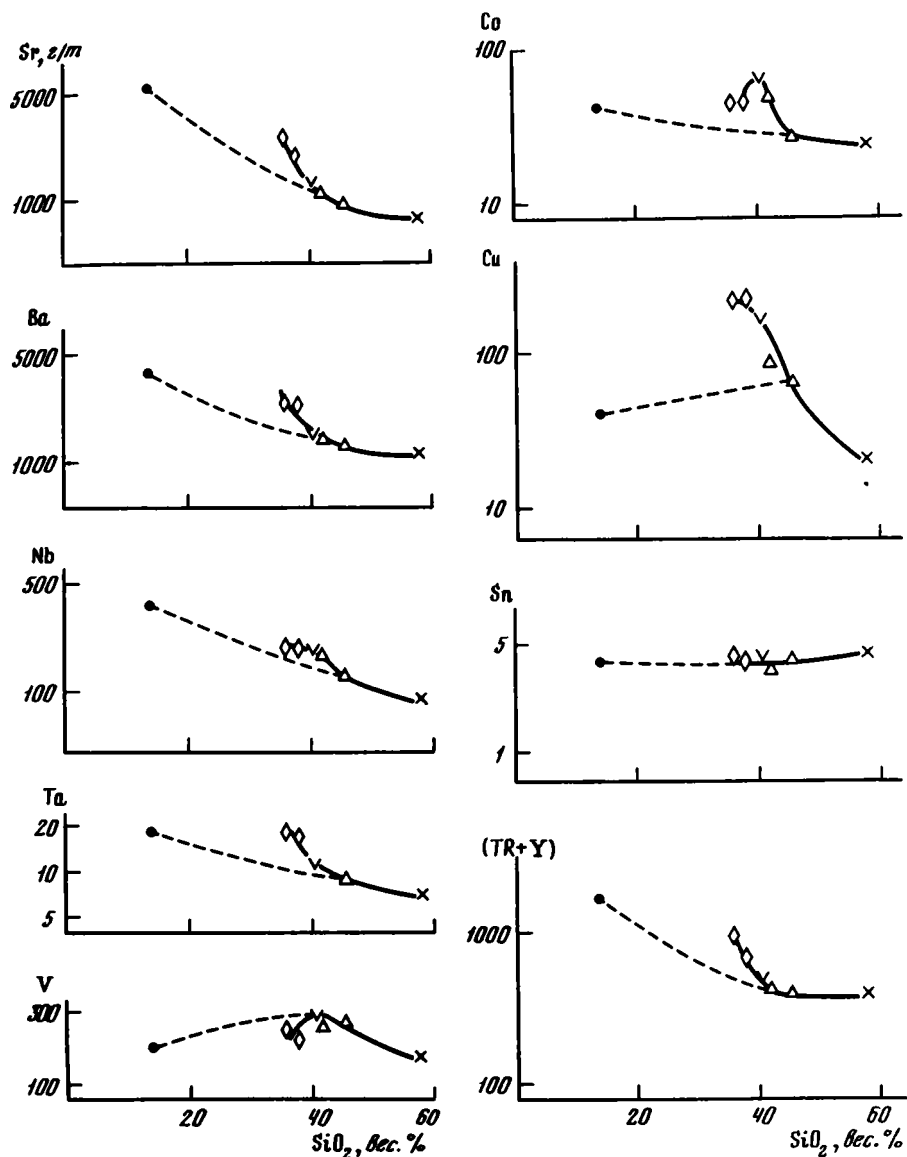


Рис. 56. Диаграммы содержание кремнезема—концентрация редких элементов (г/т, в логарифмическом масштабе). Характер корреляционных связей между средними составами ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Западного рифта Восточной Африки по [50]

Условные обозначения те же, что на рис. 54

высокощелочными, а масштабы карбонатитообразования — более значительными [12], чем для комплексов Монголии.

Следовательно, можно предположить, что отделение карбонатитовой жидкости от щелочной магмы происходило главным образом на этапе, когда от последней обособилась и закристаллизовалась меланократовая щелочная магма и, вероятно, началась кристаллизация трахитовой (сиенитовой) магмы. Это находит объяснение в свете указанных выше экспериментальных исследований, согласно которым в наибольшей мере способны растворять углекислоту, причем в виде иона CO_3^{2-} , и соответственно обогащаться солевым протокарбонатитовым компонентом щелочные магмы, характеризующиеся максимальной величиной отношения $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$. По мере уменьшения последнего растворимость и роль протокарбонатитового вещества в магме заметно понижаются.

В рассматриваемом случае самой высокощелочной является магма меланефелинитов-мелалейцититов. Естественное, что ее отделение и кристаллизация должны вызвать частичную ликвацию карбонатитовой жидкости, так как оставшаяся магма сиенитового

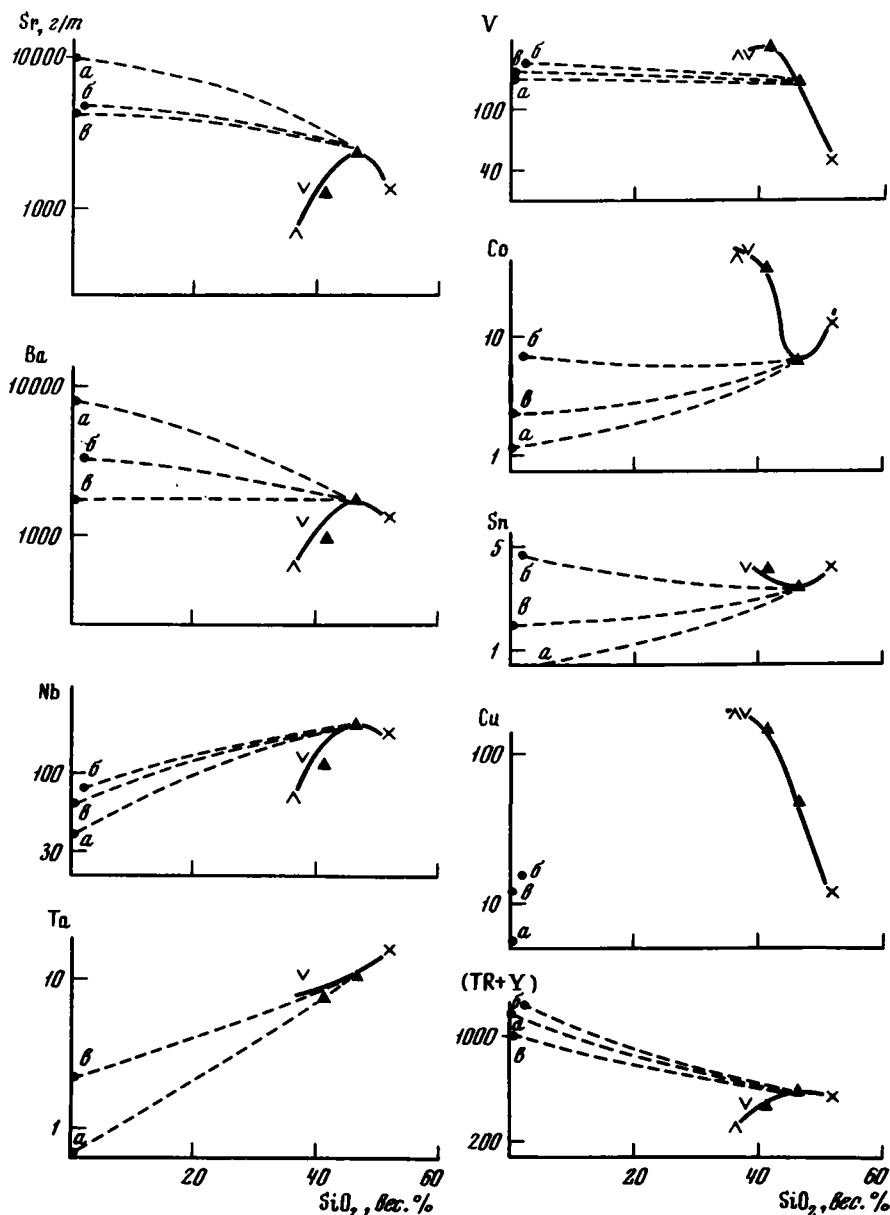


Рис. 57. Диаграммы содержание кремнезема — концентрация редких элементов (г/т, в логарифмическом масштабе). Характер корреляционных связей между средними составами ультраосновных щелочных пород и карбонатов Восточного рифта Восточной Африки по [50]

a — комплекс Олдионьо-Ленгаи, *б* — субвулканические карбонаты, *в* — комплекс Керимаси; условные обозначения те же, что на рис. 54

состава уже не была способна растворять все протокарбонатное вещество. Дальнейшей ликвации карбонатной жидкости, очевидно, способствовала кристаллизация, хотя бы частичная, сиенитовой (трахитовой) магмы, так как магма трахириодацитов, судя по указанным экспериментам, вообще не способна растворять сколько-нибудь значительные количества солевого карбонатного компонента.

Карбонатная жидкость, отделившаяся от щелочной магмы, видимо, представляла собой солевой расплав, обогащенный по сравнению с силикатной магмой летучими (фтором, углекислотой, серой) и рядом редких элементов (стронцием, барием, р.з.э., свинцом, цинком) и обедненный элементами группы железа. Характерно, что в рассматриваемом случае не происходило обогащения карбонатной жидкости ниобием и танталом. Она даже несколько обеднялась этими элементами по сравнению с щелочной магмой, что несомненно, является спецификой данного региона, как и вообще низкие

уровни содержания ниобия и тантала в щелочных породах, обнаруженных в его пределах.

Отделившаяся карбонатитовая жидкость по мере понижения температуры дифференцировалась, давая начало разнообразным породам карбонатитовой серии, формировавшимся в разные стадии становления щелочных комплексов. При этом карбонатитообразование неоднократно осложнялось взрывной деятельностью. Признаки такой деятельности интенсивно проявлены как на ранней, так и на поздних стадиях формирования карбонатитов и сопряженных с ними пород и фиксируются по проявлению больших количеств различных пирокластов (главным образом эруптивных брекчий) со значительным участием карбонатитового материала.

О дифференциации карбонатитовой фракции, отделившейся от щелочной магмы, наряду с различным составом разностадийных образований свидетельствуют и геохимические данные, прежде всего о концентрировании в карбонатитах европия. В процессе дифференциации карбонатитообразующей системы по мере понижения температуры и перехода от ранних карбонатитов к поздним устанавливается уменьшение δEu . Особенно это проявлено в комплексе Мушугай-Худук, где такая дифференциация выражена наиболее отчетливо. Подобное изменение величины δEu вообще характерно для дифференцированных серий карбонатитов [49,50] и обычно происходит на фоне обогащения поздних карбонатитов р.з.э., что имеет место и в рассматриваемом случае (см. табл. 12). Согласно данным [50], высокие значения δEu в ранних карбонатитах (калцшпат-кальцитовая температурной фации) обусловлены относительным концентрированием европия в высокотемпературных калцитах. Учитывая, что ранние карбонатиты комплекса Мушугай-Худук имеют анхимономинеральный калцитовый состав, это можно предположить и для них. Однако последнее требует своего подтверждения.

Образование карбонатитов Южной Монголии как горных пород связано с магматическим, пирокластическим и гидротермально-метасоматическим процессами. Если пирокластические карбонатиты — продукты взрывной деятельности — проявлены на разных стадиях рассматриваемого процесса (что отмечалось ранее), то и другие их генетические типы сменяют друг друга во времени по мере понижения температуры.

Очевидно, магматическими являются ранние калцитовые карбонатиты, например, комплекс Мушугай-Худук. Они слагают тела дайковой формы (протяженностью до 400 м при мощности 1–1,5 м), для которых характерны весьма резкие контакты с вмещающими породами. На контакте с карбонатитами последние не несут следов изменения, а состав карбонатитов совершенно не испытывает влияния вмещающих пород, он повсеместно анхимономинеральный калцитовый. Нет никаких оснований полагать гидротермально-метасоматический генезис для этих образований. Видимо, они формировались путем кристаллизации из солевого карбонатитового расплава. В целом наиболее ранние карбонатиты Южной Монголии параллелизуются с карбонатитами калцшпат-кальцитовой температурной фации, формировавшимися при $T \geq 530^\circ C$ [48]. На это указывает их возрастное положение (образование до полной кристаллизации сиенитовой магмы и магнетит-апатитовых пород), наличие в них расплавных солевых включений. Характерно, что в ранних пирокластических карбонатитах калцит сосуществует с калиевым полевым шпатом, без следов изменения последнего, тогда как в поздних карбонатитовых пирокластах нередко фиксируется серицитизация и даже альбитизация полевого шпата.

Более сложным является вопрос о механизме формирования поздних карбонатитов. С одной стороны, они несут признаки магматических образований (наиболее ранние из них), с другой — гидротермально-метасоматических с проявлением относительно интенсивной карбонатизации и флюоритизации вмещающих пород. Требуются дополнительные исследования для выяснения генетической природы конкретных разностей поздних карбонатитов и сопряженных с ними пород. Трудности в этом плане связаны прежде всего с возможностью практически непрерывного перехода между карбонатитовыми расплавами и флюидами (растворами) [15]. Как следствие этого, особенно в близповерхностных условиях дегазация и осушение карбонатитового флюида могут привести к трансформации его в карбонатитовый расплав. К тому же богатство поздних карбонатитов флюоритом свидетельствует о значительной роли фтора в карбонатитообразующей системе и о возможности существования довольно низкотемпературных солевых расплавов [21].

По данным Д.О. Онтоева и др. [42], формирование флюорита из поздних карбонатитов происходило при $150\text{--}380^\circ C$. При этом наиболее ранние разности флюорита образо-

вались из солевого расплава — рассола при 350–380°С, а основная часть флюорита — из гидротермального раствора при 150–190°С. По этим же данным устанавливается гидротермальное происхождение целестиновых пород (при $T \leq 150^\circ\text{C}$). Несомненно, в гидротермальной обстановке протекали процесс силификации карбонатов, флюоритовых, магнетит-апатитовых и силикатных пород и сопряженное с ним формирование кварцевых (халцедоновых) жил и прожилков.

Смена во времени карбонатитов флюоритовыми породами, а последних — кварцевыми (халцедоновыми) породами, установленная в щелочных комплексах Южной Монголии, довольно обычна для карбонатитовых комплексов. Эта смена объясняется раскислением карбонатитообразующих систем по мере понижения температуры [48]. В рассматриваемых комплексах довольно интенсивно проявлены процессы силификации, формирования флюоритовых и кварцевых пород, что вообще характерно именно для приповерхностных карбонатитовых комплексов и свидетельствует о повышенной кислотности карбонатитообразующих систем в T -условиях хлорит-серицит-анкеритовой фации ($\leq 500^\circ\text{C}$) [48].

Остается неясной причина появления вслед за породами карбонатитовой серии специфичных по составу флюорит-целестин-апатитовых пород. Однако в ряде случаев отмечается независимое от вмещающих пород значительное обогащение апатитом поздних карбонатитов, в том числе силифицированных [48], а также установлены посткарбонатитовые нельсониты и франколитовые брекчии, на контактах с которыми может быть проявлена интенсивная гематитизация и апатитизация карбонатитов [16].

МЕСТО ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ

Позднемезозойские щелочные комплексы приурочены к двум крупным субширотным структурам Южной Монголии (рис. 58), к которым тяготеют также верхнепалеозойские щелочные вулкано-плутонические формации [59]. Эти структуры, ограниченные линейными зонами разломов, четко дешифрируются на космических снимках в виде узких поясов, отстоящих друг от друга по меридиану на 120–150 км, и прослеживаются через всю Южную Монголию и на сопредельную территорию Китая. Их протяженность только в пределах Монголии превышает 1300 км при ширине 60–75 км. Северная из этих структур совпадает с Главным Монгольским линейamentом, отделяющим герцинскую область Южной Монголии от каледонид Северной Монголии. Южная структура протягивается вдоль осевой части герцинской складчатой области, совпадая с линейными хребтами Гобийского Тянь-Шаня. Распространение позднемезозойских щелочных магматических пород контролируется главным образом восточной половиной зоны разломов Главного Монгольского линейамента (см. рис. 58), и из описанных в настоящей книге только Улутейский комплекс попадает в область южной структуры.

В целом позднемезозойские щелочные комплексы Южной Монголии как по составу, так и по ассоциациям пород близки к магматическим комплексам рифтовых зон. Подобно последним, они характеризуются тесной взаимосвязью интрузивных и эффузивных образований, парагенезом с бимодальными (базальт-трахилипаритовыми) сериями, пространственной связью с крупными тектоническими зонами.

Рифтогенные структуры, контролирующие размещение позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии, формировались на фоне эволюции полностью сформированной континентальной коры. Напомним основные этапы этой эволюции.

Длительная геологическая история развития структур территории Монголии охватывает период от глубокого докембрия (протерозоя по крайней мере) до кайнозоя [11, 52]. Собственно геосинклинальное развитие этой территории закончилось в конце верхнего палеозоя. При этом замыкание геосинклинальных структур происходило в целом постепенно от северных частей территории МНР к ее южным границам. По мнению Л.П. Зоненшайна и др. [19], начиная от рифея и до среднего карбона закрывался громадный океан (палеозойский Палеотетис), вначале располагавшийся между континентами Сибирской и Китайской платформ. Северная граница этого океана смещалась к югу в результате приращения к континенту сначала областей каледонид, затем —

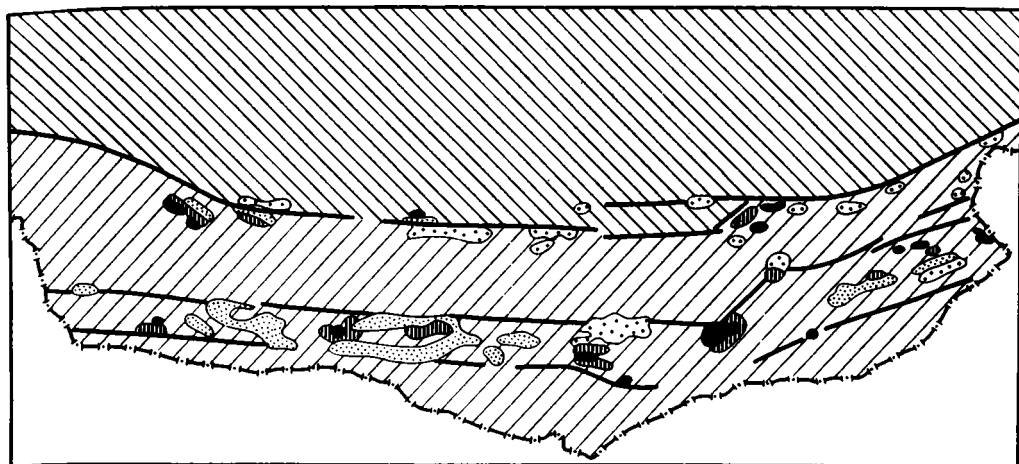


Рис. 58. Схема размещения щелочных магматических образований Южной Монголии по [59]

1 - трахиты, сиениты, карбонатиты, щелочные и субщелочные базальты (J_3-K_1); 2 - конгломераты, песчаники, алевриты (P_2-T); 3 - трахилипариты и комендиты (C_3-P_1); 4 - щелочные граниты; 5 - разломы; 6-7 - главные тектонические структуры: 6 - каледонские, 7 - герцинские

герцинид, и наконец в позднем карбоне произошло замыкание наиболее позднего Солонкерского прогиба. С этого времени на всей территории Монголии заканчивается формирование континентальной коры. Дальнейшее геологическое развитие территории Монголии происходило в континентальную стадию. Морское осадконакопление продолжалось только в узком Джаргалантуинском прогибе вдоль одной из ветвей Монголо-Охотского разлома и, возможно, на крайнем юге Монголии в Солонкерском прогибе на фоне общего воздымания территории.

Начиная с мезозоя, на территории Монголии протекали интенсивные тектонические движения и магматические явления, которые М.С. Нагибина относит к процессам ревивации (тектоно-магматической активизации) более древних структур [38]. Этап ревивации охватил восточную половину Монголии, причем западная граница ареала этих структур поперек рассекает простирающие более ранних структурно-тектонических зон байкалид, каледонид и герцинид, в связи с чем весь ареал структур ревивации рассматривается как наложенный [38] и его образование не связывается с развитием более ранних палеозойских структур. В настоящее время имеется много оснований [18, 38] считать, что мезозойские структуры ревивации и связанный с ними магматизм Монголии являются составной частью процесса интенсивных тектонических движений и магматических явлений, охватывающих в мезозое весь восток Азии.

Выделены ранне- и позднемезозойские этапы процесса ревивации. В каждый из этих этапов образовались зональные тектоно-магматические ареалы, в которых от внутренних к внешним зонам этих ареалов известково-щелочной магматизм сменялся магматизмом повышенной щелочности [38].

Напомним строение позднемезозойского тектоно-магматического ареала Монголо-Охотского сегмента Тихоокеанского пояса, к которому относятся рассмотренные выше комплексы щелочных пород Южной Монголии. Здесь с востока (от внутренних частей ареала) на запад намечается следующая зональность.

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-диабазовым магматизмом (Восточный Сахалин, Хоккайдо).

2. Морской прогиб с терригенной седиментацией (прогиб Западного Сихотэ-Алиня) с ограниченным магматизмом. Этот прогиб вдавался далеко в глубь континента вдоль Монголо-Охотского разлома.

3. Область развития гранитоидов и наземного вулканизма (Забайкалье, восток Станового хребта, Верхнее Приамурье, Большой Хинган и северо-восточная часть Монголии).

Внутренняя зона, примыкающая к морскому прогибу, характеризуется развитием батолитообразных плутонов известково-щелочной серии (гранодиорит-граниты). К за-

паду они сменяются зоной мелких интрузий (лейкограниты), которая, в свою очередь, сменяется зоной пород повышенной щелочности.

Следует подчеркнуть, что в то время, когда разрабатывалась данная схема строения мезозойской тектоно-магматической зональности на востоке Азии, описанные выше комплексы щелочных пород на территории Монголии не были известны. Поэтому весьма показательным является тот факт, что щелочные комплексы Южной Монголии четко зафиксировали юго-западную периферию позднемезозойского тектоно-магматического ареала, в которой они занимают практически такое же положение, как поздне-мезозойские калиевые щелочные породы Алданского щита на северной периферии этого ареала.

На территории Монголии позднемезозойский ареал проявляется только своей западной частью, в которой отмечаются мелкие интрузии лейкогранитов и окаймляющие их с юго-западной периферии калиевые щелочные породы с карбонатитами и апатитовыми проявлениями.

Рассмотрим более подробно геологические условия проявления этих комплексов.

Процесс ревивации проявился в образовании систем прогибов и поднятий с интенсивным развитием плутонического и вулканического магматизма. Для территории Восточной Монголии, начиная с триаса, происходила перестройка континентальной коры с образованием глыбово-складчатых структур—сводовых поднятий и прогибов, сложенных терригенными и угленосными молассоидными отложениями континентального и реже прибрежно-морского происхождения, переслаивающихся с базальтами, диабазами, их туфами, андезитами и сопровождающихся интенсивным гранитообразованием. В раннем мезозое на территории Восточной Монголии намечается крупное Хэнтэйское сводовое поднятие домезозойского основания, обрамленное с северо-запада и юго-востока системами линейных прогибов [22] и разделяющих их более мелких поднятий.

В позднем мезозое происходило унаследованное развитие некоторых раннемезозойских структур, усложнение их тектонических форм, расчленение крупных поднятий и заложение новых структур. Специфической особенностью позднемезозойского типа развития является вовлечение в сводовое поднятие всей северной части Восточной Монголии, в результате чего Хэнтэйское поднятие практически слилось с Ханхуйским [52]. Почти все позднемезозойские прогибы Восточной Монголии смещаются в ее южную часть. При этом, как уже указывалось выше, щелочные комплексы пространственно тяготеют в первую очередь к линейной системе Главного Монгольского линеамента, которую по характеру магматизма можно рассматривать как рифтогенную.

Таким образом, как и в большинстве других провинций щелочных пород, формирование позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии происходило на фоне мощного сводообразования в континентальной коре, сопровождавшегося по периферии крупных поднятий расколами земной коры и, видимо, всей литосферы (рифтогенные структуры). Вдоль таких расколов формировались позднемезозойские прогибы, часто выполненные наряду с осадочными молассоидными толщами, контрастными базальт-трахилипаритовыми (иногда с онгонитами) ассоциациями. Часто такие расколы наследовали более ранние разломы. В частности, позднемезозойские щелочные комплексы тяготеют к герцинскому Главному Монгольскому линеamentу.

Отсюда следует допущение особого геодинамического режима этой структуры в позднем мезозое даже по сравнению с другими прогибами, выполненными контрастной базальт-трахилипаритовой ассоциацией. Этот режим, судя по имеющимся теоретическим и экспериментальным исследованиям [7, 19, 55], обусловлен либо более глубоким заложением Южно-Монгольского линеамента в позднем мезозое и соответствующим более высокobarическими условиями генерации щелочных магм в мантии, либо аномальным составом самой мантии [46, 61—63, 70]. Обе эти возможности становятся более вероятными при допущении интенсивного доагматического метасоматоза вещества мантии с привнесением несовместимых и выносом совместимых элементов. Весьма возможно, что агентами метасоматоза, как уже упоминалось, были резко обогащенные углекислотой флюиды. Такие флюиды способствовали образованию относительно бедных кремнеземом щелочных магм [62, 64, 70] и, кроме того, приводили к концентрации тепла в зоне разлома Южно-Монгольского линеамента, что способствовало плавлению вещества мантии.

Для рассматриваемого случая в первом приближении применима модель формирования магматических ассоциаций в рифтогенных структурах с участием глубинных флюидов [70]. Завершение формирования континентальной коры на территории Мон-

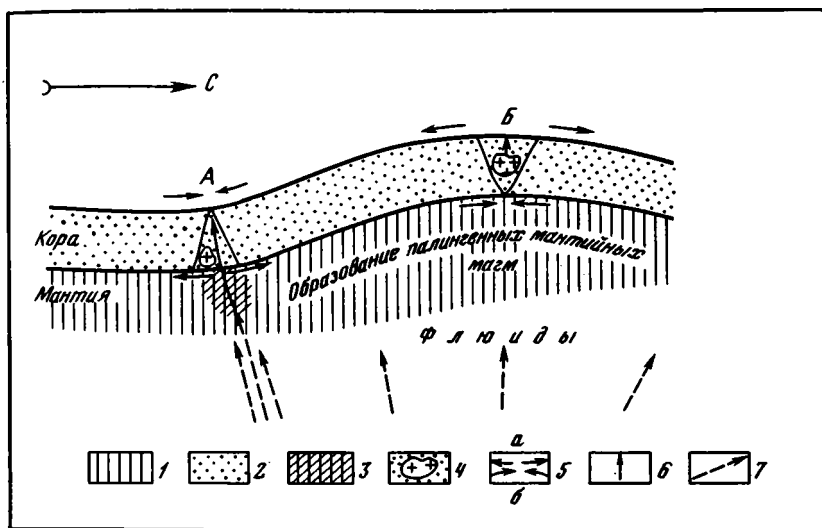


Рис. 59. Возможная схема формирования мантийных и коровых магм при сводообразовании

1 — мантия; 2 — сиалическая кора; 3 — зоны метасоматоза в мантии ("обогащенная мантия") и палингенеза щелочных магм; 4 — очаги коровых кислых магм; 5 — растяжение (а), сжатие (б) континентальной плиты и верхней мантии; 6 — пути перемещения магм; 7 — пути перемещения глубинных флюидов; А, Б — пояснения в тексте

голии в верхнем палеозое затрудняло прямой обмен летучими компонентами между мантией и поверхностью в данном регионе.

Общее отделение летучих компонентов из мантийного вещества замедлялось в силу экранирующего характера мощной континентальной плиты, пока она была монолитной. Процессы плавления в мантии могли привести к явлениям, наблюдаемым на территории Монголии в позднем мезозое. Процессы плавления вещества мантии могли возникнуть, если бы в каких-либо участках мантии метасоматоз под воздействием флюидной фазы изменил состав пород так, что был достигнут солидус системы при данных $P-T$ -условиях. Возникновение магматических очагов (или очага), сопровождающееся увеличением объема, и подъем магмы должны приводить к сводообразованию, характерному в позднем мезозое для всей северной части Монголии. Неисключен и другой вариант связи магмообразования и позднемезозойских структур Монголии. Если в единой континентальной плите могли возникнуть разломы и куполообразные структуры, то, во-первых, в силу пониженного давления они могли служить своеобразными ловушками, концентрирующими флюидную фазу, перерабатывающую вещество мантии и нижней коры, а, во-вторых, понижение давления способствовало понижению температуры солидуса [70] и плавлению вещества мантии и коры. Следовательно, интенсивное сводообразование в позднем мезозое на территории Северной Монголии могло послужить причиной интенсивного метасоматического преобразования подстилающей мантии (либо, наоборот, преобразование мантии могло способствовать сводообразованию), а возможно, и низов коры, а также явлений плавления их вещества. Общая схема этого процесса может быть представлена на рис. 59. В области вершины свода (точка Б) в основании континентальной коры предполагаются условия сжатия, а в верхней части плиты — растяжения. В силу этого мантийные магмы в точке Б не имели, видимо, существенного доступа к поверхности, в то время как в средней части континентальной плиты происходило плавление ее вещества с образованием широко распространенных в позднемезозойских поднятиях известково-щелочных гранитов стандартного геохимического типа [5, 38].

В области крыльев свода (точка А) в основании континентальной плиты предполагаются условия растяжения. Сюда особенно интенсивно устремлялись летучие и перерабатывали вещество мантии, которое затем плавилось в условиях понижения давления. Это приводило к формированию и излиянию на поверхность щелочных мантийных магм. Повышению щелочности последних способствовали процессы интенсивной магматической дифференциации расплавов в силу медленного их передвижения к поверхности из-за сжатия верхней части континентальной плиты в точке А, которая, по нашим данным, примерно соответствует тектоническому положению Главного Монгольского

линеамента в схеме позднемезозойской тектоники Монголии [38, 40]. После извержения высокощелочных магм в верхней юре в эту область подсасывались базальтовые расплавы (нижний мел). Последние могли возникнуть при плавлении менее измененной мантии или другими путями, рассмотренными выше. В области растяжения в континентальной плите могли возникнуть палингенные кислые расплавы (трахилипариты и онгониты), которые внедрялись, возможно, уже в условиях начавшегося воздымания точки А (зона Главного Монгольского линеамента).

Не исключены и другие геодинамические условия образования магм позднемезозойских щелочных комплексов Южной Монголии.

Нельзя не отметить, что геодинамическая обстановка с аналогичным рассмотренному выше набору магматических и рудных пород проявилась в кайнозое Северной Америки [18]. В частности, в олигоцене наиболее широко развиты вулканы латитовой серии, известны фонолиты, лейцитовые базальты, а также карбонатиты. Для этой структуры Северной Америки характерно сложное взаимодействие континента со всей системой срединно-океанического хребта с перекрытием континентальной плитой спрединговой зоны. Не исключено, что и в мезозое Сибирский континент перекрыл систему спрединговой зоны позднепалеозойского океана Палеотетиса или древнего Тихого океана с образованием геодинамической обстановки в пределах Монголо-Охотского пояса в позднем мезозое, близкую к калифорнийской. Конечно, эта ситуация могла благоприятствовать и куполообразованию с вторичным рифтогенезом на крыльях крупных купольных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Южной Монголии в пустыне Гоби выявлена провинция позднемезозойских щелочных комплексов в основном калиевой спецификации, сопровождающихся разнообразным оруденением.

Позднемезозойские щелочные комплексы Южной Монголии образовались в условиях континентальной рифтогенной структуры, пространственно сближенной с Главным Монгольским линейнымamentом, отделяющим каледонииды и герциниды Монголии. Рифтогенез проявился в позднем мезозое, когда вся северная часть территории Монголии была вовлечена в огромное сводовое поднятие. В купольной части поднятия в условиях растяжений континентальной плиты в это время проявился гранитоидный магматизм, а в южном крыле свода в зонах растяжения в мантии — щелочной магматизм. Соответственно можно ожидать обнаружения аналогичных щелочных комплексов и в северной части позднемезозойского Хэнтэйского поднятия, включая прилегающие районы СССР.

Комплексы представлены в основном вулканоплутоническими ассоциациями с выдержанной последовательностью формирования плутонических и вулканических пород. Эта последовательность начинается с наиболее щелочных и меланократовых пород — меланефелинитов — мелалейцититов, шонкинит-порфиров, шонкинит-сиенитов. Они сменяются субщелочными трахитами и сиенитами, а затем трахидацит-трахириодацитами и кварцевыми сиенитами. После этих пород сформировались трахит-латиты и более поздние базальты, а также липариты и онгониты.

Щелочные породы комплексов образовались с существенным участием процессов магматической дифференциации. Первичной магмой, видимо, была магма трахитов, по составу промежуточная между субщелочными трахитами комплекса Мушугай-Худук и трахитами Улугейского комплекса. Первичная трахитовая магма могла образоваться либо за счет палингенеза мантии, "обогащенной" под воздействием углекислых флюидов, либо за счет карбонатизации базальтовой магмы. Вариации составов магматических пород различных комплексов могут быть связаны с процессами фракционной дифференциации первичной трахитовой магмы (фракционирование биотита, пироксена, магнетита, апатита, полевого шпата). Отделение карбонатитовой жидкости происходило на промежуточном этапе дифференциации щелочной магмы от магмы умеренной щелочности. Интенсивность карбонатитообразования и сопряженного рудогенеза усиливается в комплексах с признаками наиболее глубокой дифференциации щелочной магмы (комплекс Мушугай-Худук).

Особенностью щелочных комплексов Монголии является широкое распространение лейкократовых щелочных пород среднего состава при крайне ограниченном развитии меланократовых бесполовошпатовых пород повышенной щелочности, а также редкоземельная геохимическая специфика силикатных и несиликатных пород с крайне умеренными содержаниями ниобия и тантала. В то же время изучавшиеся породы, как и рифтогенные образования других районов, характеризуются мантийным уровнем изотопного отношения стронция.

Рудоносные породы комплексов (магнетит-apatитовые, карбонатиты и др.) в основном связаны с жерловыми фациями субщелочных трахитов и тяготеют к концу их формирования. Породы карбонатитовой серии относятся к новому формационному типу, генетически связанному с калиевым щелочным магматизмом умеренной щелочности. Геохимической особенностью таких карбонатитов является высокая обогащенность р.з.э., стронцием и барием при низком содержании ниобия и тантала.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Е.Д., Богатилов О.А., Бородаевская М.Б.* и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 17–25.
2. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
3. *Баскина В.А., Волчанская И.К.* Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3, с. 670–672.
4. *Баскина В.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И., Ярмолюк В.В.* Провинция калиевых щелочно-основных и щелочных вулканитов Южной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 88–106.
5. *Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И.* и др. Калиевый щелочной вулканоплутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 86–99.
6. *Бэйли Д.К.* Температура и состав флюида в карбонатитах и кимберлитах. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1971, с. 222–225.
7. *Бэйли Д.К.* Плавление в глубинных зонах коры. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с. 304–311.
8. *Вахрушев В.А., Владыкин Н.В.* Апатит-магнетитовые руды карбонатитового комплекса Южной Монголии. — Геология руд. месторождений, 1979, № 1, с. 93–96.
9. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555–571.
10. Геологическая карта МНР: Масштаб 1:1 500 000/Под ред. Н.А. Маринова, Н.С. Зайцева, Р.А. Хасина. М.: ГУГК, 1971.
11. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, т. II. 751 с.
12. *Герасимовский В.И., Поляков А.И.* Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3, с. 5–194.
13. *Гиттинс Дж.* Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 359–475.
14. *Десяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Д.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии: Опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 13–46.
15. *Дернов-Пегарев В.Ф.* Экспериментальные исследования в системах щелочной карбонат-щелочноземельный карбонат-вода и некоторые вопросы генезиса карбонатитов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1978. 23 с.
16. *Егоров Л.С.* Классификация и генезис апатитовых руд карбонатитовых комплексов. — В кн.: Апатитовосность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 46–59.
17. *Заварицкий А.Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
18. *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
19. *Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И.* и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 3–21.
20. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
21. Карбонатиты/Под ред. Дж. Гиттинса. М.: Мир, 1969. 475 с.
22. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1978.
23. *Кебежикскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
24. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М.: Недра, 1975. 24 с.
25. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 206 с.
26. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты — субвулканические аналоги редкометаллических литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
27. *Коваленко В.И., Антипин В.С., Рябчиков И.Д.* Вариации коэффициента распределения рубидия в магматических породах. — Геохимия, 1981, № 7, с. 1017–1029.
28. *Коваленко В.И., Самойлов В.С., Баскина В.А.* Приповерхностные карбонатитовые комплексы Монгольской Народной Республики. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: ВСЕГЕИ, 1976.
29. *Коваленко В.И., Самойлов В.С., Горегляд А.В.* Богатые редкими элементами онгонитовые вулканы. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 3, с. 682–686.
30. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.* Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8, с. 38–49.
31. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Конусова В.В.* и др. Проявления концентрированной

- редкоземельной минерализации в южной части пустыни Гоби. — Докл. АН СССР, 1976, 230, № 1, с. 209–212.
32. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9, с. 1312–1326.
 33. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Смирнова Е.В. Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР. — Геохимия, 1977, № 12, с. 1831–1842.
 34. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Редкометалльные карбонатиты и магнетит-апатитовые породы МНР. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 32–45.
 35. Когарко Л.Н. Отношение Ni/Co — индикатор мантийного происхождения магм. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1441–1446.
 36. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.
 37. Максимов Е.П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 16–32.
 38. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975.
 39. Мосиондз К.А., Вертлиб В.И., Добров Г.М. и др. Щелочной кольцевой субвулканический массив с карбонатитами в Южной Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 29–44.
 40. Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 41. Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.
 42. Онтоев Д.О., Каншинов М.Н., Корытов Ф.Я. О температурах минералообразования апатит-флюорит-редкоземельного. оруденения Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 5, с. 1164–1166.
 43. Орлова Г.П., Рябчиков И.Д. Растворимость углекислоты в алумосиликатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 12, с. 5–17.
 44. Первов В.А., Кононова В.А., Аракелянц М.М. Возраст некоторых щелочных массивов пустыни Гоби. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 5, с. 24–32.
 45. Перчук Л.Л. Карбонатиты как возможные продукты карбонатизации базальтоидных магм. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971, с. 72–77.
 46. Рябчиков И.Д., Грин Д.Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 49–64.
 47. Рябчиков И.Д. Поведение калия и сопутствующих элементов в процессах глубинного анатексиса. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 262–270.
 48. Самойлов В.С. Карбонатиты (фазии и условия образования). М.: Наука, 1977. 291 с.
 49. Самойлов В.С. Геохимия и петрология редкометалльных карбонатитов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск: ГЕОХИ СО АН СССР, 1979. 40 с.
 50. Самойлов В.С. Поведение редкоземельных элементов в процессе карбонатитообразования и некоторые аспекты генезиса карбонатитов. — Геохимия, 1980, № 12, с. 1844–1858.
 51. Спенсер А. Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. т. 1. 453 с.
 52. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
 53. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 592 с.
 54. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
 55. Харрис П. Анатексис и другие процессы в мантии. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с. 291–303.
 56. Хомяков А.П., Семенов Е.И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М.: Наука, 1971. 135 с.
 57. Чернышева Е.А., Петров Л.Л., Чернышев Л.В. Распределение фтора между сосуществующими флогопитом и апатитом и поведение фтора в карбонатитовом процессе. — Геохимия, 1976, № 5, с. 659–668.
 58. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.
 59. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Самойлов В.С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение. — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1244–1248.
 60. Allsopp H.L., Barret D.R. Rb–Sr age determinations on South African kimberlite pipes. — Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 605–617.
 61. Basu A.R. Trace elements and Sr-isotopes in some mantle derived hydrous minerals and their significance. — Geochim. and cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 6A, p. 659–668.
 62. Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J. Melting in the mantle: phase relationships in the natural and syntetic peridotite — H₂O and peridotite — H₂O — CO₂ with application to kimberlite. — Phys. and Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 865–867.
 63. Boettcher A.L., O'Neil J.R. The origin of alkali basalts and kimberlites; isotopic, chemical and petrographic evidence. — Amer. J. Sci., 1980, vol. 279.
 64. Brey G. Carbon dioxide in highly undersaturated basaltic magmas: Thes submit. for the degree of Doctor of phylosophy. Austral. Nat. univ., 1976.
 65. Christiansen R.L., Lipman P.W. Genozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. II. Late Cenozoic. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1972, vol. A–271, N 1213, p. 249–284.
 66. Eggler D.H. Role of CO₂ in melting processes in the mantle: Carnegie Inst. Annu. Rep. Dip. Geophys. Lab. 1972–1973. Wash., 1973, p. 457–467.
 67. Eggler D.H. Effect of CO₂ on the melting of peridotite. Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geo-

- phys. Lab. 1973-1974. Wash., 1974, p. 215-224.
68. *Eggler D.H., Mysen B.O., Seitz M.G.* The solubility of CO₂ in silicate liquids and crystals. Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1973-1974. Wash., 1974, p. 226-228.
 69. *Irvine T.N.* Denifcation of primitive liquid compositions for basic magmas: Carnegie Inst. Annu. Rep. Dir. Geophys. Lab. Year Book-76. Wash., 1977, p. 454-461.
 70. *Lloyd F.F., Baily D.K.* Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and the consequences. - *Phys. and Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 389-416.
 71. *Mysen B.O., Areculus R.J., Eggler D.H.* Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeite and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, vol. 3, N 4, p. 227-239.
 72. *Miyashiro A.* Volcanic rock series and tectonic setting. - *Annu. Rev. Earth and Planet Sci.*, 1975, vol. 3, p. 251-269.
 73. *Miyashiro A.* Nature of alkalic volcanic rock series. - *Contribs Miner. and Petrol.*, 1978, vol. 66, N 1, p. 91-104.
 74. *Noble D.C., Parker D.F.* Peralcaline silic. volcanic rocks of the Western United States. - *Bull. volcanol.*, 1975, vol. 38, p. 803-828.
 75. *Streckeises A.L.* Classification and nomenclature of igneous rocks. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 1967, vol. 107, N 2/3, p. 144-240.
 76. *Volmer R.* Origin of alkaline rocks. - *Nature*, 1975, vol. 257, N 5522, p. 116-117.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ . . .	6
Возраст щелочных комплексов	24
Корреляция магматических пород и оруденения в районах проявления комплексов Мушугай-Худук – Хэцу-Тэг – Дурбент-Дориту	26
ПЕТРОГРАФИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ	32
Номенклатура изверженных пород	32
Петрографическая характеристика пород щелочных комплексов	39
Эффузивные силикатные породы	39
Интрузивные силикатные породы	45
Пирокластические породы	51
Несиликатные породы	52
ПЕТРОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ	55
Комплекс Мушугай-Худук	55
Магматические силикатные породы	55
Рудоносные породы	70
Комплекс Хэцу-Тэг	71
Улутейский комплекс	73
Комплекс Баян-Хушу	77
Комплексы Хавтагай-Ула, Цогт-Обинский, Дурбент-Дориту	78
Общие черты петрохимии щелочных пород	79
ГЕОХИМИЯ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ	85
Комплекс Мушугай-Худук	85
Комплекс Хэцу-Тэг	127
Комплекс Баян-Хушу	130
Комплексы Дурбент-Дориту, Цогт-Обинский, Хавтагай-Ула	131
Улутейский комплекс	132
Особенности поведения редких элементов при формировании пород щелочных комплексов	136
РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ	152
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ	159
Источники вещества щелочных пород	161
Общая схема формирования щелочных пород	163
Первичные магмы	166
Дифференциация в пределах главной эволюционной линии	170
Дифференциация в побочных эволюционных линиях	178
Проблема происхождения апатитовых, карбонатитовых и связанных с ними пород	180
МЕСТО ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ	188
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	193
ЛИТЕРАТУРА	194

ГАРЧИГ

ОРШИЛ	5
ХОЖУУ МЕЗОЗОЙН ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ГЕОЛОГИЙН БҮТЭЦ	6
Шүлтлэг комплексуудын нас	24
Мушугай-Худук, Хэцү-Тэг, Дурбенту-Дориту комплексуудын магмын чулуулаг ба худэржилтийг харьцуулсан судалгаа	26
ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ПЕТРОГРАФИ	32
Бялхмал чулуулгийн нэр, ангилалын асуудал	32
Шүлтлэг комплексуудын чулуулгийн петрографийн шинж чанар	39
Эффузив цахиурлаг чулуулгууд	39
Интрузив цахиурлаг чулуулгууд	45
Пирокласт чулуулгууд	51
Цахиурлаг бус чулуулгууд	52
ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ПЕТРОХИМИ	55
Мушугай-Худук комплекс	55
Магмын цахиурлаг чулуулгууд	55
Худэр агуулагч чулуулгууд	70
Хэцү-Тэг комплекс	71
Улугей комплекс	73
Баян-Хушуу комплекс	77
Хавтгай-Ула, Цогт-Овоо, Дурбент-Доритийн комплексууд	78
Шүлтлэг чулуулгийн петрохимийн ерөнхий шинж	79
ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ГЕОХИМИ	85
Мушугай-Худук комплекс	85
Хэцү-Тэг комплекс	127
Баян-Хушуу комплекс	130
Дурбент-Дориту, Цогт-Овоо, Хавтгай-Улын комплексууд	131
Улугей комплекс	132
Шүлтлэг комплексуудын хэлбэржилтийн уеийн ховор элементуудийн шинж байдал ба онцлог	136
ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ХУДЭР ЖИЛТ	152
ОМНӨТ МОНГОЛЫН ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ГАРАЛ ҮҮСЭЛ	159
Шүлтлэг чулуулгийн уусэх эх үндэс	161
Шүлтлэг чулуулгийн ууслийн ерөнхий дурс	163
Анхдагч магмууд	166
Эволюци хөгжилийн дэс дараалалын гол уе шатан дахь магмын ялгарас	170
Эволюци хөгжилийн дэс дараалалын гол биш уе шатан дахь магмын ялгарас	178
Апатит, карбонатит ба туунтэй холбоотой чулуулгийн гарал ууслийн зарим асуудал	180
БНМАУ-ЫН ГЕОЛОГИЙН БҮТЭЦИЙН ХӨГЖИЛИЙН ТҮҮХЭНД ШҮЛТЛЭГ КОМПЛЕКСУУДЫН ЭЭЛЭХ БАЙР СУУРЬ	188
ДҮГНЭЛТ	193
АШИГЛАСАН НОМУУД	194

CONTENTS

INTRODUCTION.	5
GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE LATE MEZOZOIC ALKALINE COMPLEXES	6
The age of the alkaline complexes	24
Correlation of magmatic rocks and ore-mineralization in the areas of development of the complexes Mushugai-Khuduk – Hatzu-Tag – Durbent-Doritu.	26
PETROGRAPHY OF THE ALKALINE COMPLEXES	32
Systematics of igneous rocks	32
Petrographic characteristics of rocks in the alkaline complexes	39
Volcanic silicate rocks	39
Intrusive silicate rocks	45
Pyroclastic rocks	51
Non-silicate rocks	52
MAJOR ELEMENT CHEMISTRY OF THE ALKALINE COMPLEXES.	55
Mushugai-Khuduk complex	55
Magmatic silicate rocks	55
Ore-bearing rocks	70
Hatzu-Tag complex	71
Ulugei complex	73
Bayan-Khushu complex	77
The complexes Khavtagai-Ula, Tzagt-Obo, Durbent-Doritu.	78
General characteristics of major element chemistry of the alkaline rocks	79
TRACE ELEMENT CHEMISTRY OF THE ALKALINE COMPLEXES.	85
Mushugai-Khuduk complex	85
Hatzu-Tag complex	127
Bayan-Khushu complex	130
The complexes Durbent-Doritu, Tzagt-Obo, Khavtagai-Ula	131
Ulugei complex	132
The behaviour of rare elements during the formation of the alkaline complexes	136
ORE-BEARINGNESS OF THE ALKALINE COMPLEXES	152
ORIGIN OF THE ALKALINE COMPLEXES OF SOUTHERN MONGOLIA.	159
Source materials for the alkaline rocks.	161
A general scheme of formation of the alkaline rocks	163
Primary magmas.	166
Differentiation within the main evolutionary trend.	170
Differentiation in secondary evolutionary lines	178
The problem of the origin of apatitic, carbonatitic and related rocks.	180
THE ROLE OF THE ALKALINE COMPLEXES IN THE EVOLUTIONARY HISTORY OF GEOLOGICAL STRUCTURES OF MONGOLIA	188
CONCLUSIONS.	193
REFERENCES	194

Валерий Самуилович Самойлов
Вячеслав Иванович Коваленко

**КОМПЛЕКСЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
И КАРБОНАТИТОВ МОНГОЛИИ**

Утверждено к печати
Институтом геохимии им. А.П. Виноградова
СО АН СССР

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *О.А. Харнас*
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *Г.П. Каренина*
Корректор *В.Н. Пчелкина*

ИБ № 27243

Подписано к печати 31.12.82. Т – 21179
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,5 + 0,6 вкл.
Усл.кр.-отт. 18,4. Уч.-изд.л. 22,4
Тираж 800 экз. Тип.зак. 2003
Цена 3 р. 40 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

3 р. 40 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»