

П. В. ЕРМОЛОВ А. Г. ВЛАДИМИРОВ
Н. И. ТИХОМИРОВА

ПЕТРОЛОГИЯ
пересыщенных
кремнеземом
агпаитовых
щелочных
пород

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геологии и геофизики им. 60-летия СОЮЗА ССР
АКАДЕМИЯ НАУК КазССР
ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов

П.В. ЕРМОЛОВ А.Г. ВЛАДИМИРОВ
Н.И. ТИХОМИРОВА

ПЕТРОЛОГИЯ пересыщенных кремнеземом агпайтовых щелочных пород

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Э.П. И з о х



НОВОСИБИРСК
« НАУКА »
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

Петрология пересыщенных кремнеземом агпайтовых щелочных пород / Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Тихомирова Н.И. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. – 88 с.

ISBN 5-02-028764-4.

В монографии приведены новые данные по геологии, петрографии, петрохимии и геохимии щелочно-гранитных пород Казахстана. Обобщены материалы по главнейшим провинциям щелочно-гранитного магматизма Земли. Проведенный анализ всего фактического материала позволил сделать вывод о его несоответствии в подавляющем большинстве случаев гипотезе образования пересыщенных кремнеземом щелочных пород путем эволюции щелочно-базальтовых магм. На основе оригинальных и литературных данных по петрохимии, геохимии редких и рассеянных элементов, а также изотопной геохимии щелочных гранитоидов предложена модель образования щелочно-гранитных магм путем щелочной гранитизации и последующего плавления существенно базитового субстрата под воздействием мантийных флюидов, в той или иной мере обогащенных редкими элементами.

Для петрологов, геологов, преподавателей вузов и студентов, специализирующихся на изучении гранитоидов и связанных с ними месторождений редких металлов.

Табл. 19. Ил. 26. Библиогр.: 108 назв.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук В.И. Буданов,
кандидат геолого-минералогических наук С.В. Мельгунов

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики им. 60-летия
Союза ССР СО АН СССР

E 1904020000-817
042(02)-88 160-88-1

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-028764-4

ПРЕДИСЛОВИЕ

В монографии рассмотрены вопросы петрологии пересыщенных кремнеземом агапайтовых щелочных пород: щелочных гранитов, комендитов и пантеллеритов. Данный ряд щелочных пород всегда привлекал пристальное внимание исследователей, с одной стороны, в связи с их экзотичностью, с другой – потому, что они являются концентраторами ниобия, циркония, редкоземельных элементов и других металлов.

В петрологии щелочных пересыщенных пород в последнее десятилетие вопросов не убавилось, особенно в связи с развитием точных методов исследования вещественного состава. Основные из них – уровень зарождения щелочно-гранитных расплавов и состав субстрата – решаются разными исследователями неодинаково. Наряду с коровой гипотезой широко обсуждается модель зарождения щелочно-гранитных расплавов в мантии, главным образом в связи с их специфической геологической позицией (приуроченность не только к континентальным структурам, но и к океаническим рифтам, а также к внутриплитовым океаническим островам) и данными стронциевой изотопии. Следующий большой вопрос – это температурные типы расплавов. По минеральному и химическому составу (кварц + калинагровый полевой шпат + щелочные высокожелезистые амфибол и пироксен, бедность глиноземом и магнием) они попадают в низко-среднетемпературную группу расплавов. Вместе с тем в структурах Земли достаточно широко развиты эффузивные комендиты, пантеллериты и комендитовые обсидианы, что свойственно высокотемпературным ассоциациям. Противоречивы и данные исследования температур гомогенизации расплавных включений. Не завершена еще дискуссия о типах структур, контролирующих щелочнокислый магматизм, а также о месте его в эволюции складчатых областей, платформ, океанических и континентальных рифтов.

Все это побудило нас вновь обратиться к проблеме щелочных пересыщенных пород, но уже с привлечением новых геологических и аналитических данных. В основу монографии положены оригинальные материалы авторов по щелочным гранитам и комендитам Восточного Казахстана. Структурно и по возрасту щелочные породы Восточного Казахстана увязываются с проявлениями щелочно-гранитного магматизма герцинской Южной Монголии, которые освещены по опубликованным материалам В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка, А.В. Горегляда, Н.В. Владыкина, С.Б. Брандта и других геологов. По Горному Алтаю использованы опубликованные материалы, а также пробы щелочных гранитов, любезно предоставленные И.А. Нечаевой, за что авторы выражают ей глубокую признательность.

В работе обобщены новые данные по геологии и вещественному составу щелочно-гранитных ассоциаций главнейших провинций Земли. В Заключение суммированы основные выводы по петрологии.

Авторство глав указано в Оглавлении. Основные положения работы обсуждены с В.И. Коваленко, Г.В. Поляковым и Э.П. Изохом и доложены на Третьем Казахстанском петрологическом совещании. Аналитические исследования выполнены в ИМГРЭ, ИГГ СО АН СССР и в Алтайском отделе ИГН АН КазССР.

Авторы благодарят О.П. Евтушенко, Т.Б. Труцких и В.Л. Козлову за помощь в оформлении монографии.

КАЗАХСТАНО–МОНГОЛЬСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ, ГРАНИТ–ПОРФИРОВ И КОМЕНДИТОВ

Структурная позиция и внутреннее строение провинции

Ареал развития позднегерцинских гранитов и комендитов, протягивающихся из Центрального Казахстана через территорию КНР в Южную Монголию, располагается в средней части Центрально–Азиатского складчатого пояса, образованного каледонским и герцинским тектогенезом; подчиненное распространение в нем имеют байкальские структуры, слагающие выступы древнего кристаллического фундамента. Главными структурными элементами рассматриваемой части пояса являются Горно–Алтайская и Северо–Монгольская каледонские, Джунгаро–Балхашская, Зайсанская и Южно–Монгольская герцинские складчатые области (рис. 1). В средней части провинции на территории КНР расположена обширная мезозойско–кайнозойская Джунгарская впадина, отложения которой перекрывают древние структуры и значительно осложняют увязку поясов щелочного магматизма Казахстанской и Монгольской частей провинции.

Щелочные граниты и ассоциирующие с ними комендиты приурочены главным образом к зонам сочленения каледонских и герцинских структур; в Южной Монголии они широко развиты также внутри герцинской складчатой области. Выделяются следующие пояса щелочно–гранитного магматизма: Предчингизский; Тлеумбет–Саурский; Горноалтайский; пояс Главного Монгольского линеймента; пояс Гобийского Тянь–Шаня.

Предчингизский пояс приурочен к зоне сочленения каледонских структур Чингиз–Тарбагатай с герцинидами Джунгаро–Балхашской складчатой области. Пояс прослеживается в субширотном направлении более чем на 170 км при ширине 20–25 км. На востоке он резко обрывается Главным Чингизским разломом (см. рис. 1). В поясе преобладают тела средне–крупнозернистых эгириновых гранитов; подчиненное распространение имеют эгирин–арфведсонитовые граниты, эгириновые гранит–порфиры и комендиты.

Тлеумбет–Саурский пояс строго контролируется зоной сочленения Чингиз–Тарбагатайской и Зайсанской складчатых областей. Протяженность пояса около 700 км, максимальная ширина 30–35 км. В нем преобладают малые тела рибекитовых и эгирин–рибекитовых гранитов и рой даек гранит–порфиров того же состава при подчиненной роли щелочных граносиенитов.

Горноалтайский ареал наименее насыщен телами щелочных гранитов по сравнению с остальными поясами. Форма его близка к изометричной, в связи с чем для него более уместен термин "ареал". Строгой приуроченности щелочных пород к каким–либо конкретным тектоническим зонам нет, впрочем, как нет здесь и конкретной линии, разделяющей каледонские и герцинские структуры. Массивы значительно удалены друг от друга и располагаются как в герцинском Рудном Алтае, так и в каледонских структурах Горного Алтая.

Пояс Главного Монгольского линеймента и Южно–Гобийский пояс приурочены к двум субширотным структурам, отстоящим друг от друга на 120–150 км (см. рис. 1). Их протяженность только на территории МНР превышает 1300 км при ширине 60–70 км. Пояс Главного Монгольского линеймента приурочен к зоне сочленения каледонских структур Северной Монголии с герцинскими структурами Южной. На северо–западе он сочленяется с Горноалтай–

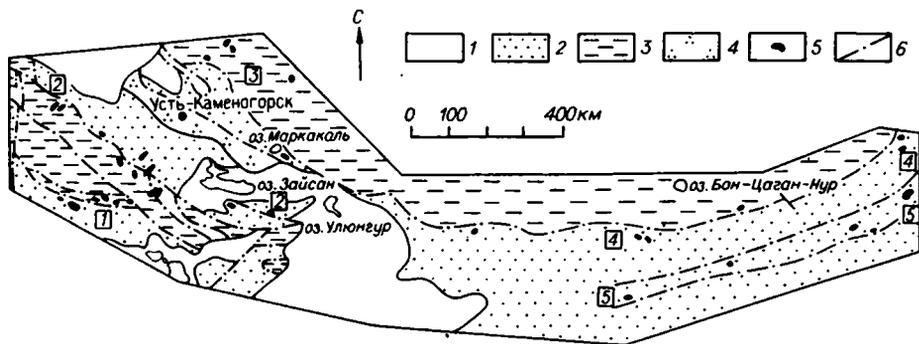


Рис. 1. Положение центров позднегерцинского щелочно-гранитного магматизма в структурах Восточного Казахстана и Южной Монголии (по П.В. Ермолу, В.В. Ярмолку, В.И. Коваленко, А.Н. Леонтьеву).

1 - чехол эпипалеозойских платформ и впадины неотектонического этапа развития, сложенные мезозойскими и кайнозойскими отложениями; 2, 3 - герцинские (2) и каледонские (3) структуры; 4 - докембрийский кристаллический фундамент в герцинских складчатых сооружениях; 5 - щелочные граниты, гранит-порфиры и комендиты; 6 - разломы.

Цифры в квадратных рамках - пояса и ареалы щелочного магматизма: 1 - Предчингизский, 2 - Тлеумбет-Саурский, 3 - Горноалтайский, 4 - пояс главного Монгольского линеймента, 5 - пояс линейных хребтов Гобийского Тянь-Шаня.

ским поясом, на востоке уходит на территорию КНР (см. рис. 1). Южно-Гобийский пояс расположен в осевой части герцинской складчатой области Южной Монголии, и в этом главное отличие его структурной позиции от остальных поясов. На северо-западе пояс Гобийского Тянь-Шаня уходит вначале в малоизученные районы КНР, а затем еще западнее прерывается молодыми отложениями Джунгарской впадины. Увязка его с поясами Восточного Казахстана затруднена. Позднепалеозойские щелочные гранитоиды развиты в обоих поясах, однако более широко проявлены в Гоби-Тяньшаньском поясе, где сосредоточено свыше 70% объема щелочно-гранитных пород Южной Монголии. Они участвуют в строении ряда пространственно разобщенных вулканотектонических депрессий, размеры которых составляют от 1 до 7 тыс. км² /Ярмолк, 1978/. В поясах преобладают рибекитовые, рибекит-астрофиллитовые и рибекит-эгириновые щелочные граниты и комендиты. Они почти повсеместно перекрыты грубообломочными породами Р₂-Т₁.

Из приведенного краткого обзора видно, что щелочные граниты и ассоциирующие с ними комендиты рассматриваемой части Центрально-Азиатского складчатого пояса контролируются чаще всего зонами сочленения каледонских и герцинских структур (см. рис. 1). Пояс Гобийского Тянь-Шаня Южной Монголии приурочен к осевой зоне герцинской складчатой области. Здесь уместно отметить, что единичные малые тела и дайки эгириновых гранитов имеются также в осевой Чарской зоне Зайсанской складчатой области /Ермолв и др., 1983/. Из-за ограниченного их распространения мы их здесь не рассматриваем. Однако эти данные свидетельствуют, что в интересующей нас части Центрально-Азиатского складчатого пояса развиты щелочно-гранитные ассоциации двух типов, контролируемые соответственно пограничными и внутренними структурами складчатых областей. Первые известны в литературе как активизационные. Вторые следует, вероятно, рассматривать в числе финальных ассоциаций орогенного магматизма геосинклинальных систем.

Тлеумбет-Саурский пояс

Тлеумбет-Саурский пояс щелочных гранитов и гранит-порфиров приурочен к зоне сочленения каледонских структур Чингиз-Тарбагатайской и герцинских структур Зайсанской складчатых областей. Щелочные граниты и гранит-порфиры выделены здесь в керегетас-эспинский комплекс. В поясе развиты исключительно малые тела и дайки. Часто они группируются в линейные рои, контролируемые разрывами северо-западного, северо-восточного и меридионального направления; реже отмечаются единичные тела или рои изометричной формы. Они расположены как целиком в каледонских или герцинских структурах, так и пересекают зону сочленения складчатых областей. Максимальное проникновение щелочно-гранитных пород в герцинские структуры составляет 20 км. Размещение их на уровне становления контролируется разрывной тектоникой северо-восточного направления с отклонением до субширотного и субмеридионального направлений. Гранитные тела часто имеют жиллообразную форму и сопровождаются мощными дайковыми свитами, группирующимися в протяженные линейные ореолы. С северо-запада на юго-восток выделяется ряд центров щелочно-гранитного магматизма.

Плутон Тлеумбет. По данным А.Н. Леонтьева с соавторами /1972/, Тлеумбетский массив сложен гранитоидами нескольких комплексов: тлеумбетского сиенит-граносиенит-щелочно-гранитного (D_3-C_1), диорит-гранодиоритового (C_2), гранит-аляскитового (P_1), керегетас-эспинского щелочно-гранитного (P_2) и аляскитового (P_2-T).

Интрузивы и дайки керегетас-эспинского комплекса формируют три субширотных роя: Керегетасский, Аккоринский и Айгыркунгунский, приуроченные к зонам разрывных нарушений (рис. 2). Они формировались в три этапа:

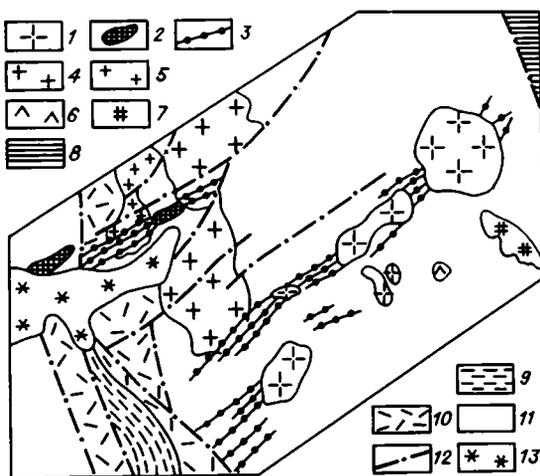


Рис. 2. Схема геологического строения Тлеумбетского роя щелочных гранитов и гранит-порфиров /Леонтьев и др., 1981/.

1 - биотитовые аляскиты (P_2-T); 2, 3 - щелочные граниты и гранит-порфиры керегетас-эспинского комплекса: 2 - средне-крупнозернистые граниты, 3 - гранит-порфиры; 4 - биотитовые граниты (P_1); 5 - сиениты, граносиениты и аляскиты тлеумбетского комплекса (D_3-C_1); 6 - диориты (C_2); 7 - сиениты (P_2); 8, 9 - герцинский структурный этаж: 8 - геосинклинальный, 9 - континентальный комплексы; 10, 11 - позднегерцинский (10) и средне-позднекаледонский (11) структурные этажи; 12 - разломы; 13 - рыльские отложения.

геосинклинальный, 9 - континентальный комплексы; 10, 11 - позднегерцинский (10) и средне-позднекаледонский (11) структурные этажи; 12 - разломы; 13 - рыльские отложения.

дайки гранит–порфиров; порфировидные микрограниты и равномернозернистые аляскиты; мелко–среднезернистые и среднезернистые граниты.

Керегетасский рой даек щелочных сферолитовых гранит–порфиров расположен в южном окончании массивов Тлеумбет и Койтас. Он простирается по азимуту 60° на расстояние 10,5 км. Ширина пояса даек 600–800 м. Дайки сближены, расстояние между ними не более 20–30 м. Они прорывают граниты Тлеумбетского массива и аляскиты массива Койтас. В средней части пояса прорван Керегетасским–II массивом (см. рис. 2). Длина интрузива 3 км, ширина в центре 0,75 км, ориентирован он в северо–восточном направлении. Краевые зоны интрузива сложены рибекитовыми и эгирин–рибекитовыми микрогранитами; центральная часть – среднезернистыми аннит–рибекитовыми (с эгирином) аляскитами. Между всеми перечисленными разновидностями пород отмечаются интрузивные контакты.

Аккоринский рой даек находится в 3 км юго–восточнее Керегетасского пояса. Он протягивается на 22 км при ширине от 0,8 до 1,5 км. Ранние дайки щелочных гранит–порфиров сближены до 1–15 м. Они прорывают граниты пермского комплекса и в нескольких местах секутся аляскитовыми гранитами пермь–триасового комплекса (см. рис. 2).

Айгыркунгунский рой даек находится юго–восточнее Аккоринского и протягивается параллельно ему. Ширина его 3 км, расстояние между дайками 100–150 м. В средней части рой даек прорван интрузивом биотитовых аляскитов пермь–триасового комплекса.

Массив Акбик со всех сторон окружен рыхлыми отложениями. Размеры его в средней части 1,5х3 км. Форма выхода близка к овалу. В массиве выделяются две фазы внедрения: главная, сложенная крупно– и грубозернистыми рибекитовыми и эгирин–рибекитовыми гранитами, и вторая, представленная маломощными плитообразными телами среднезернистых порфировидных рибекитовых гранитов.

Массив Коргантас расположен в каледонских структурах Чингизского мегантиклинория. Он имеет дайкообразную форму выхода и вытянут в северо–западном направлении более чем на 9 км при ширине видимой части 1,5 км (рис. 3). На северо–востоке щелочные граниты перекрыты рыхлыми отложениями долины р. Ащису. На северо– и юго–западе вмещающими породами служат биотит–гастингситовые сиениты и граносиениты жарминского (?) комплекса (P_1) и флишоидные отложения среднего кембрия, прорванные малыми телами диоритов силурийского возраста. В субширотном направлении сиениты и щелочные граниты прорваны дайками гранит– и граносиенит–порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов. Массив сложен крупнозернистыми эгирин–рибекитовыми гранитами, по юго–восточной периферии его обнажаются существенно эгириновые граниты.

Керегетасский массив образован многочисленными дайками щелочных гранит–порфиров и тремя плитообразными интрузивами крупнозернистых щелочных гранитов (рис. 4). Дайки наиболее полно представлены к северо–востоку и юго–западу от интрузивов крупнозернистых гранитов и фрагментарно – в промежутках между ними. Количество их составляет 2–3 на 100 м, мощность от 1,5–2 до 8–10 м. Все дайки щелочных гранит–порфиров срезаются крупнозернистыми щелочными гранитами. Северо–восточное и центральное тела крупнозернистых щелочных гранитов разделены перемычкой из мелкозернистых биотитовых гранитов саурской серии. Они сложены рибекитовыми, рибекит–биотитовыми и рибекит–астрофиллитовыми гранитами. Юго–западное тело сочленено с центральным кулисообразно. Оно сложено рибекитовыми и эгирин–рибекитовыми гранитами, имеющими примерно одинаковое площадное распространение. В юго–западной части тела развиты существенно эгириновые.

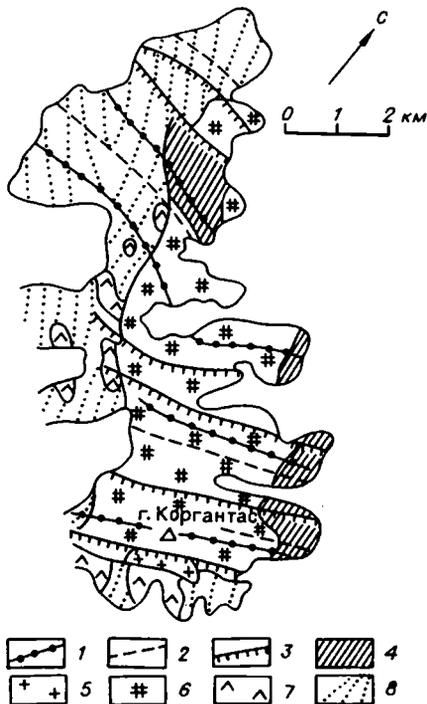


Рис. 3. Схема геологического строения Коргантасского массива.

1-3 - постгранитные дайки: 1 - гранит- и 2 - граносиенит-порфиры, 3 - диоритовые и диабазовые порфиры; 4 - щелочные граниты керегетас-эспинского комплекса; 5, 6 - жарминский комплекс (P_1): 5 - мелкозернистые лейкократовые граниты, 6 - биотит-амфиболовые граносиениты; 7 - диоритовые порфиры (S_2 ?); 8 - флишoidные отложения среднего кембрия.

граниты. Общая протяженность интрузивов около 10 км, мощность от 1,5-2 м на выклинивании до 300-400 м в раздувах. Самыми молодыми являются дайки диабазовых порфиритов, пересекающие грубозернистые щелочные граниты и все более древние образования. В качестве вмещающих пород выступают осадочные и туфогенные отложения раннего карбона, габбро и тоналиты саурской серии C_1 s.

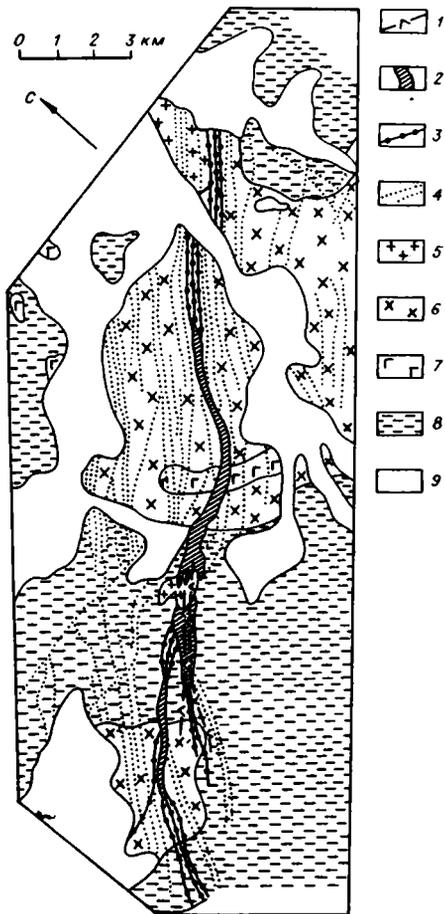


Рис. 4. Геологическая карта Керегетасского массива.

1 - диоритовые и диабазовые порфиры ($Mz?$); 2, 3 - керегетас-эспинский комплекс: 2 - ранние дайки щелочных гранит-порфиритов, 3 - крупно- и грубозернистые щелочные граниты; 4-7 - саурская серия ($C_1 S$): 4 - послегранитовые дайки, 5 - мелкозернистые граниты, 6 - среднезернистые порфировидные тоналиты, 7 - габбро и габбро-диориты нерасчлененные; 8, 9 - вулканогенно-осадочные (C_1) (8) и рыхлые (9) отложения.

граниты. Общая протяженность интрузивов около 10 км, мощность от 1,5-2 м на выклинивании до 300-400 м в раздувах. Самыми молодыми являются дайки диабазовых порфиритов, пересекающие грубозернистые щелочные граниты и все более древние образования. В качестве вмещающих пород выступают осадочные и туфогенные отложения раннего карбона, габбро и тоналиты саурской серии C_1 s.

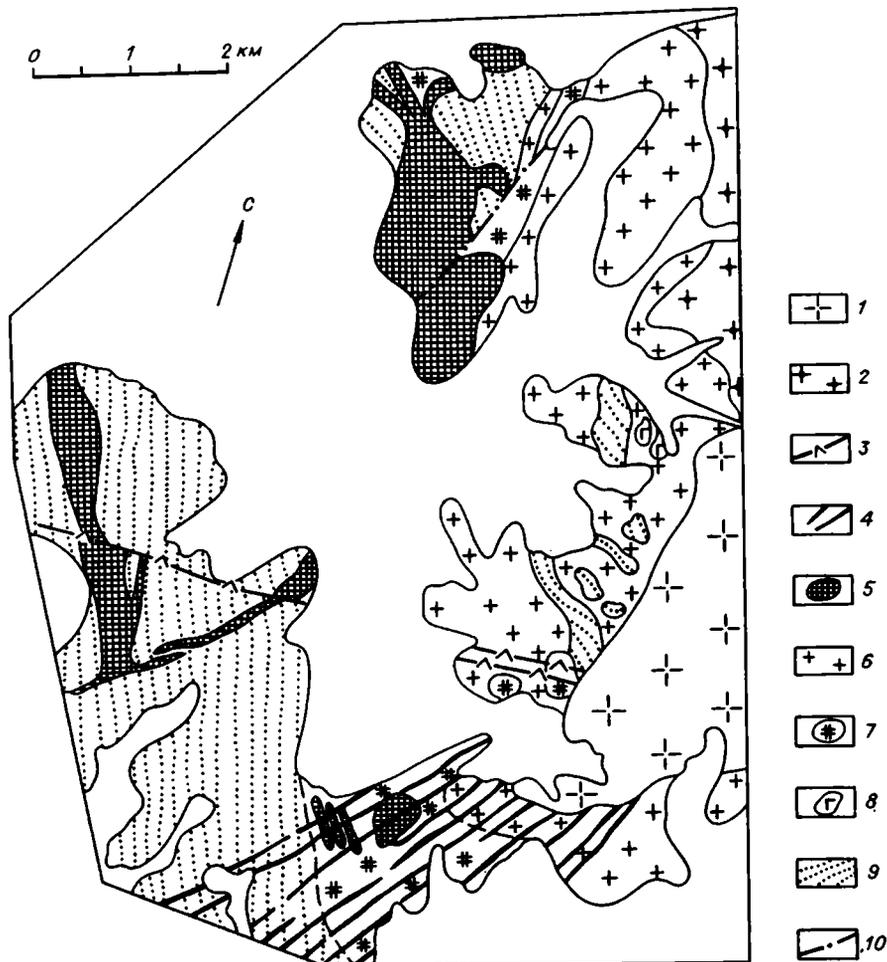


Рис. 5. Схема геологического строения Болектасской группы интрузивов.

1, 2 – лейкократовые граниты каракольтасского комплекса (P_2): 1 – равномернозернистые, 2 – порфировидные; 3, 4 – дайковый комплекс (P_{1-2} ?): 3 – диоритовые порфириды, 4 – калиевые гранит-порфиры; 5 – щелочные граниты керегетас-эспинского комплекса (P_1); 6–8 – жарминский комплекс (P_1): 6 – граниты, 7 – граносиениты и сиениты, 8 – габбро; 9 – песчано-сланцевые отложения (C_1, t); 10 – разрывные нарушения.

Группа массивов Болектас объединяет несколько жилообразных и изометричных тел (рис. 5). Главный интрузив представляет собой крутопадающую плиту, вытянутую в северо-западном направлении более чем на 5 км при максимальной мощности 0,5–0,7 км. На юго-востоке от интрузива отходит апофиза в северо-восточном направлении, которая, вероятно, служит перемычкой между главным интрузивом и северо-восточным телом, расположенным в непосредственном экзоконтакте Каракольтасского аляскитового плутона. Восточнее главной группы интрузивов на трассе Каракольтасского дайкового пояса расположено еще несколько небольших тел щелочных гранитов

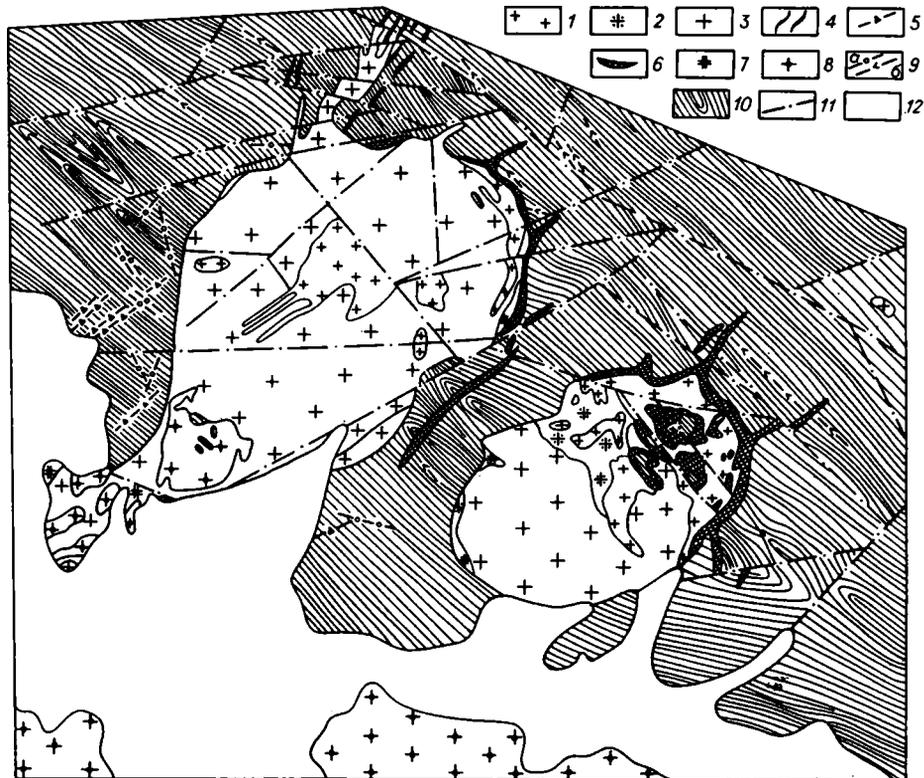


Рис. 6. Геологическая карта Верхнеэспинских штоков (по В.А. Белову и Л.М. Семивратовой, с дополнениями П.В. Ермолова).

1-5 - щелочные граниты керегетас-эспинского комплекса: 1 - мелкозернистые, 2 - пегматоидные, 3 - средне-равномернозернистые, 4 - ранние дайки гранит-порфиров, 5 - пегматиты; 6 - метасоматиты; 7 - граносиениты; 8 - порфиридные граниты жарминской серии; 9 - гранит-порфиры (а) и диоритовые порфириты (б) саурской серии; 10 - песчано-сланцевые отложения $C_1 v_1$; 11 - разломы; 12 - рыхлые отложения.

(см. рис. 5). Все массивы сложены однообразными порфиридными рибекитовыми гранитами, характерная особенность которых - зеленая окраска калинатрового полевого шпата. Главное тело щелочных гранитов и апофиза прорвано дайкой диоритового порфирита, которая далее к востоку пересекает граниты жарминского комплекса (P_1) и срезается аляскитами кандыгатайского комплекса (P_2).

Кандыгатайский рой даек и малых тел сложен преимущественно щелочными гранит-порфирами и мелкозернистыми порфиридными гранитами при резко подчиненной роли крупно-губозернистых гранитов /Ермолов и др., 1977/. Простирание роя северо-восточное, длина около 30 км, ширина 4-6 км. Плотность даек достигает 3-5 на 100 м. Мощность их от первых метров до 20 м. В центральной части рой прорван гранитами и сиенитами Кандыгатайского массива. Характерно быстрое падение зернистости пород от Кандыгатайского массива на северо-восток и юго-запад. Отдельные дайки меняют структуру со среднезернистой на стекловатую на расстоянии менее 1 км. В составе роя преимущественно развиты рибекитовые граниты и гранит-пор-

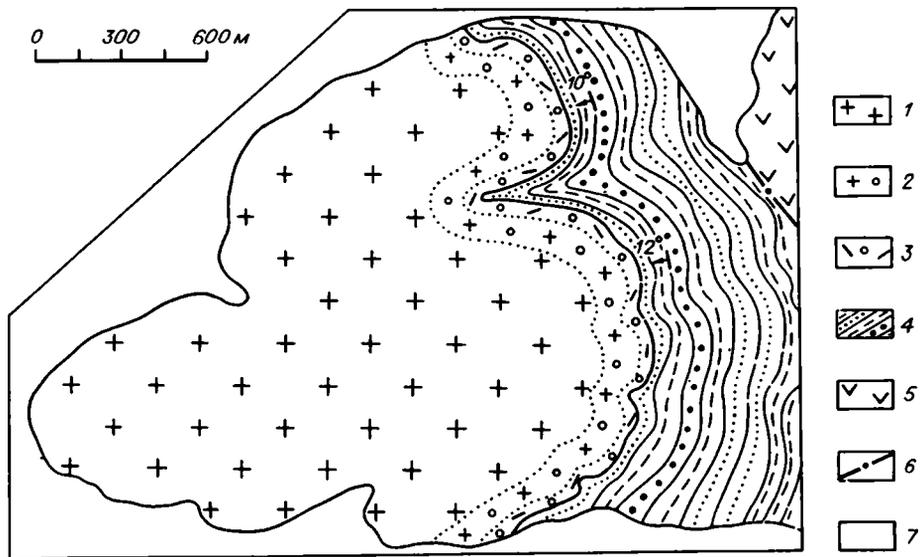


Рис. 7. Схема геологического строения Манракского массива.

1–3 – щелочные граниты и гранит–порфиры: 1 – мелко- и 2 – скрытозернистые, 3 – миндалекаменные стекловатые; 4 – угленосные отложения C_{2-3} ; 5 – андезитобазальты C_2 ; 6 – разрывные нарушения; 7 – рыхлые отложения.

фиры, подчиненное развитие имеют астрофиллит–рибекитовые граниты. Формирование роя происходило в четыре фазы: мелкозернистые гнейсовидные рибекитовые граниты; рибекитовые и рибекит–эгириновые гранит–порфиры; грубозернистые рибекитовые граниты; мелкозернистые рибекитовые граниты. Вторая фаза – главная, на долю третьей приходится около 20% объема роя, первая и четвертая фазы представлены единичными дайками.

Ийсорская группа массивов представлена жилами, линзовидными и линейными телами рибекитовых и антит–рибекитовых гранитов /Ермолов и др., 1977/. Мощность тел от 1 до 80 м. Размещение их контролируется двумя структурными элементами: плоскостью контакта гранитов жарминского комплекса с вмещающими песчано–сланцевыми отложениями и сеткой разноориентированных трещин в порфиroidных гранитах жарминского комплекса (P_1). В контакте со щелочными гранитами по порфиroidным биотитовым гранитам жарминского комплекса развивается метасоматический рибекит.

Северо–Акжайляуский ареал сложен дайками щелочных гранит–порфиров и двумя штоками разнозернистых щелочных гранитов /Леонтьев и др., 1972; Ермолова и др., 1977/. Дайки прорывают граносиениты жарминского комплекса и ороговикованные песчано–сланцевые отложения $C_1 v_1$, сложены рибекитовыми гранит–порфирами и порфиroidными гранитами. Верхнеэспинские штоки приурочены к узлу пересечения Жарминского разлома с дайками щелочных гранит–порфиров (рис. 6). Форма выхода на поверхности овальная, площадь 3 км² (Большой шток) и 1,5 км² (Малый шток). Вмещающие породы – песчано–сланцевые отложения коконьской свиты $C_1 v_1 k k$ и порфиroidные биотитовые граниты жарминского комплекса P_1 . Интрузивы сложены преимущественно рибекитовыми гранитами. Подчиненное распространение имеют эгирин– и астрофиллит–рибекитовые граниты. В истории формирования щелочных пород

Северо-Акжайляуского ареала выделяются три фазы: гранит-порфиры и порфиroidные граниты; средне-крупнозернистые граниты; мелкозернистые меланократовые граниты. На контакте щелочных гранитов с порфиroidными гранитами Акжайляуского массива в последних в узкой зоне мощностью в несколько десятков сантиметров развиваются метасоматические альбит и рибекит, а по вмещающим песчано-сланцевым отложениям образуются щелочные метасоматиты /Минеев, 1968/.

Манракский ареал представлен двумя телами щелочных гранит-порфиров. Они расположены в верхнепалеозойских угленосных отложениях в западной части хребта Манрак.

Западное тело с трех сторон окружено рыхлыми отложениями Зайсанской впадины, лишь на востоке обнажается контакт щелочных гранит-порфиров с отложениями C_{2-3} (рис. 7). Размеры обнаженной части тела 1,5 x 3 км.

Западная и центральная его части сложены эгирин-рибекитовыми микрогранит-порфирами, участками расслоенными на кварц-палеошпатовую и меланократовую фазы. В направлении к контакту с отложениями C_{2-3} они сменяются вначале криптозернистыми, а затем миндалекаменными стекловатыми гранит-порфирами. Отложения C_{2-3} простираются параллельно контакту и полого ($10-15^\circ$) погружаются под интрузив (см. рис. 7). Подошва интрузива также полого погружается на запад согласно с напластованием вмещающих пород. Мощность обнаженной части силла щелочных гранит-порфиров оценивается в несколько сотен метров.

Восточное тело расположено среди базальтов C_2 . Размеры его 0,3 x 1,5 км. Оно сложено синевато-серыми массивными рибекит-эгириновыми гранит-порфирами.

Горноалтайский ареал

Горноалтайский ареал щелочно-гранитного магматизма приурочен к зоне сочленения структур Горного и Рудного Алтая. Исключение составляет группа тел Онгудай, значительно удаленных от этой зоны к востоку. Форма ареала близка к изометричной, а образующие его тела очень удалены друг от друга. Отличается Алтайский ареал от Тлеумбет-Саурского и Предчингизского более глубоким уровнем среза первого, отсутствием в нем догранитной дайковой свиты и коагматичных гранитам комендитов и пантеллеритов. Тип структур, контролирующих размещение центров щелочно-гранитного магматизма, не вполне определен. Отдельные тела, например Елиновское, контролируются разрывами северо-восточного направления. Интрузивы щелочных гранитов располагаются среди плагιοгранитоидов додевонского возраста (Голухинский), в отложениях Pz_2 (Елиновский, Азутау), в гранитоидах позднепалеозойского возраста (Мойорский, Аскатинский). Изотопная геохронология щелочных гранитов Алтайского ареала разработана слабо, а взаимоотношения щелочных гранитов с более молодыми отложениями или интрузивами отсутствуют. Поэтому принятый возраст щелочных гранитов (P_1) и корреляция их с остальными ареалами достаточно условны. Как указывалось выше, структурно Алтайский ареал щелочногранитного магматизма находится на продолжении ареала Главного Монгольского линеймента, для которого пермский возраст щелочных гранитов доказан строго.

Ниже рассмотрено геологическое строение главных массивов ареала.

Голухинский интрузив расположен среди катаклазированных плагιοгранитоидов синюжинского комплекса додевонского возраста /Нечаева, 1973/.

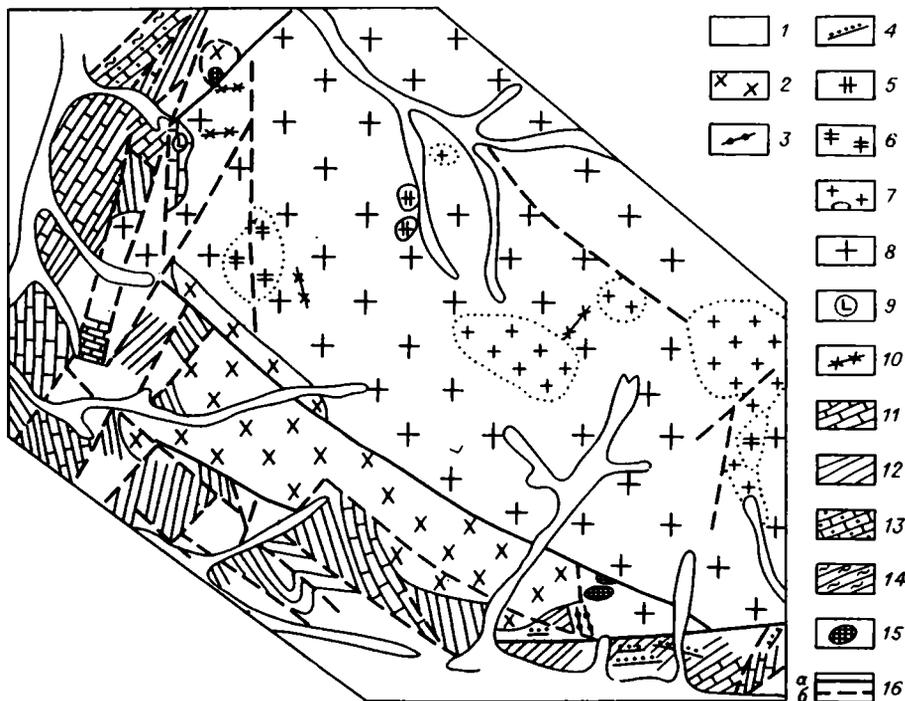


Рис. 8. Схема геологического строения Майорского массива в Горном Алтае /Нечаева, 1973/.

1 - четвертичные отложения; 2 - рибекитовые граниты и граносиениты; 3 - дайки мелкозернистых щелочных гранитов и гранит-порфиров; 4 - жильные тела щелочных метасоматитов; 5-10 - позднегерцинский габбро-гранитный комплекс; 5 - граниты амфиболовые крупнозернистые, 6 - гранит-порфиры биотитовые, 7 - аплитовидные мелкозернистые граниты, иногда порфировидные, 8 - граниты биотитовые, 9 - габбро, 10 - дайки мелкозернистых аплитов и аплитовидных гранитов; 11-13 - отложения верхнего силура: 11 - известняки, 12 - кремнистые сланцы, 13 - песчанистые известняки; 14 - серицитовые и хлоритовые сланцы; 15 - ксенолиты сланцев; 16 - тектонические нарушения.

С северо-востока плагиогранитоиды и щелочные граниты ограничены Успенско-Карелихинской зоной смятия, под воздействием которой в прошлом единое тело щелочных гранитов площадью около 2 км² растащено на отдельные блоки. Они сложены гнейсовидными альбитизированными рибекитовыми гранитами.

Майорский интрузив приурочен к юго-западному экзоконтакту Талицкого массива условно пермского возраста (рис. 8). Главное тело площадью около 5 км² вытянуто в северо-западном направлении. Контакт его с гранитами Р (?) на северо-востоке тектонический. На юго-востоке на небольшом участке сохраняется интрузивный контакт щелочных гранитов с биотитовыми гранитами Р (?). Здесь же биотитовые граниты прорваны единичными дайками щелочных мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров. С юго- и северо-запада вмещающими породами для щелочных гранитов служат известняки, песчаники и сланцы верхнего силура. Щелочные граниты в Талицком многофазном массиве - самые молодые образования. Второе небольшое тело

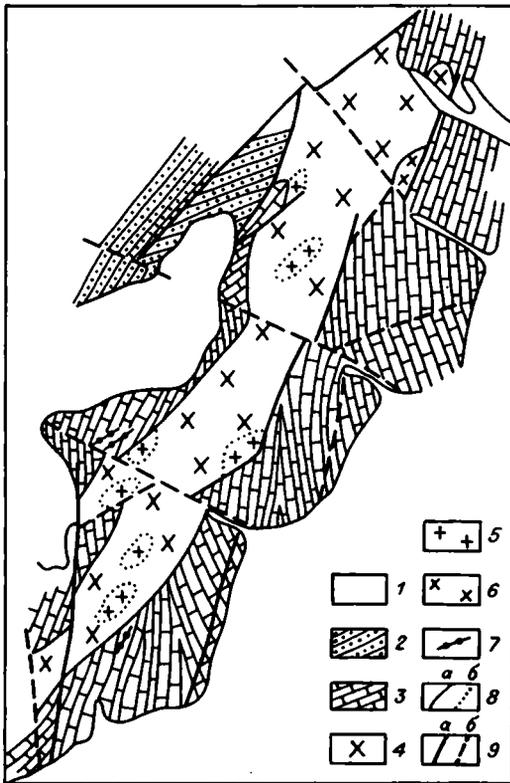


Рис. 9. Геологическая карта Елиновского массива в Горном Алтае /Нечаева, 1973/.

1 - четвертичные отложения; 2 - отложения раннего девона: песчаники, сланцы, гравелиты, конгломераты; 3 - отложения раннего силура: известняки, известковистые сланцы; 4 - средне-крупнозернистые рибекитовые граниты; 5 - средне-крупнозернистые щелочные граниты; 6 - микропегматитовые граниты; 7 - дайки граносиенитов и аляскитовых гранитов; 8 - элементы залегания слоистости (а) и рассланцовки (б); 9 - границы прослеженные (а) и предполагаемые (б).

щелочных гранитов расположено среди отложений S_2 в северо-западном экзоконтакте Талицкого массива (см. рис. 8). Оба тела сложены мелко-среднезернистыми, участками миаро-ловыми рибекитовыми гранитами.

Елиновский интрузив представляет собой сильно вытянутое в северо-восточном направлении жилеобразное тело площадью около 2 км^2 (рис. 9). Вмещающими породами являются терригенные и известково-терригенные образования D_1 и карбонатные породы S_1 . В юго-восточной экзоконтактной зоне они интенсивно скарнированы. Главной интрузивной фазой служат средне-крупнозернистые рибекитовые граниты, сменяющиеся на отдельных участках средне-крупнозернистыми щелочными аляскитами. Во вмещающих породах встречаются редкие дайки граносиенитов и аляскитов, а также микропегматитовые граниты.

Аскатинский массив расположен среди отложений среднего палеозоя и гранитоидов условно верхнепалеозойского возраста (рис. 10). Отложения Pz_2 состоят из песчаников, сланцев, эффузивов и туфов кислого состава (D_1), известняков, кремнисто-глинистых сланцев и песчаников (S_1).

Позднепалеозойские (?) гранитоиды представлены (в порядке внедрения) роговообманково-слюдяными гранодиоритами и гранодиорит-порфирами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами с фашией гранит-порфиров и дайками микрокристаллических биотитовых гранитов. Щелочные граниты слагают шток, по форме приближающийся к овалу и осложненный на отдельных участках тектоникой. Главной разновидностью являются рибекитовые и биотит-рибекитовые граниты, сменяющиеся в отдельных участках аляскитами. Фашия эндоконтакта сложена порфировидными гранитами, гранит-порфирами и микропегматитовыми гранитами. Жильные породы представлены микропегматитовыми и аплитовидными гранитами.

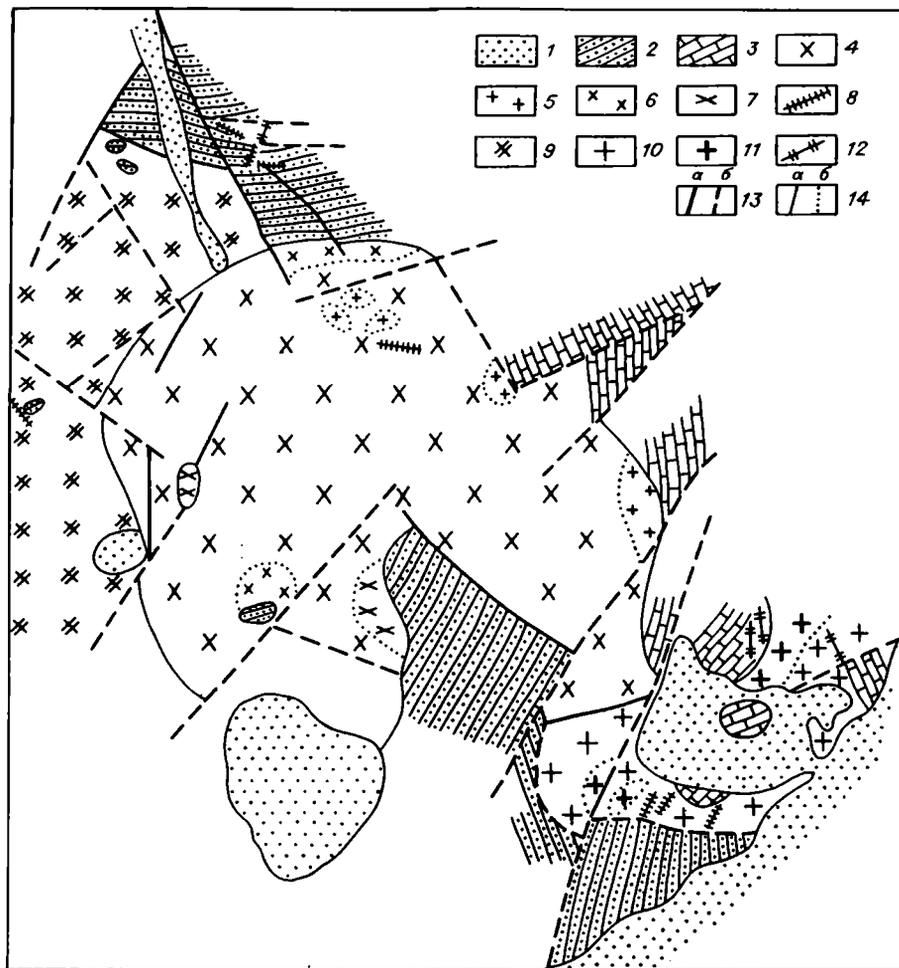


Рис. 10. Геологическая карта Аскатинского массива /Нечаева, 1973/.

1–3 – четвертичные (1), раннедевонские (2) и раннесилурийские (3) отложения; 4–8 – комплекс щелочных пород: 4, 5 – рибекитовые (4) и аляскитовые (5) граниты, 6 – гранит-порфиры, 7 – микропегматитовые и аплитовидные граниты, 8 – дайки гранит-порфиров, аплитовидных и микропегматитовых гранитов; 9–12 – позднегерцинские гранитоиды: 9 – гранодиорит-порфиры и гранодиориты роговообманково-слюдистые, 10 – биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, 11 – биотитовые гранит-порфиры, 12 – дайки мелкокристаллических биотитовых гранитов; 13 – тектонические нарушения (а – прослеженные, б – предполагаемые); 14 – геологические границы (а – разновозрастных образований, б – фациальные).

Группа тел Онгудай представлена малыми интрузивами микропегматитовых рибекитовых гранитов общей площадью около 0,25 км². Вмещающими отложениями служат кремнистые породы D₂. В Горном Алтае данные тела И.А. Нечаева рассматривает как малоглубинные.

Предчингизский пояс щелочных гранитов, гранит–порфиров и комендитов приурочен к зоне сочленения каледонских структур Чингиза с герцинской Джунгаро–Балхашской складчатой областью. Он образован системой малых тел (Арсалан, Батпак, Коксала, Кукентай) и крупной Баканасской вулканоплутонической структурой. Интрузивы размещаются в вулканогенных отложениях девона – поздней перми и в позднепалеозойских гранитоидах. В отличие от Тлеумбет–Саурского пояса в Предчингизском интрузивы щелочных гранитов не сопровождаются линейными роями даек ранних щелочных гранит–порфиров. Другая особенность пояса заключается в том, что южная его часть оказалась менее эродированной и поэтому здесь сохранилась эффузивная фация щелочных гранитов, представленная черными комендитами и их туфами. Этот факт позволяет более определенно судить о геологическом возрасте щелочно–гранитного магматизма в Предчингизском поясе. И наконец, третьей особенностью щелочных гранитов данного пояса является господствующее развитие эгириновых разностей.

Баканасская вулканоплутоническая структура расположена на западном фланге Предчингизского пояса в среднем течении р. Баканас в 150 км западнее р. Аягуз. Изучением ее пород занимались В.Д. Стеркин, К.А. Абдрахманов, Д.Б. Бекмагамбетов, П.В. Ермолов, Н.И. Тихомирова, А.Г. Владимиров. Схема геологического строения Баканасской вулканоплутонической структуры приведена на рис. 11. Размеры ее превышают в поперечнике 30 км. Форма круглая, слегка вытянута в северо–западном направлении. Вмещающими породами служат эффузивы и вулканогенно–осадочные образования курайлинской свиты P_2 , керегетасской свиты C_{2-3} и более древние отложения. Ксенолиты щелочных базальтов курайлинской свиты P_2 в большом количестве встречаются в субвулканических эгириновых гранит–порфирах в южной части структуры в горах Даулет и Улькен–Кукентай.

Баканасская вулканоплутоническая структура образована породами трех гранитоидных комплексов (от древних к молодым): кукентайского комендит–щелочно–гранитного, кзылтасского граносиенит–лейкогранитного и баканасского аляскитового.

Породы кукентайского комплекса слагают главным образом внешнее кольцо, а внутри структуры присутствуют в виде крупных останцов в гранитоидах кзылтасского комплекса. Схема развития комплекса такова (от древних к молодым): комендиты и их туфы; субвулканические расслоенные эгириновые и арфведсонит–эгириновые гранит–порфиры; крупно–грубозернистые миароловые эгириновые граниты; мелко– и среднезернистые массивные и миароловые эгириновые граниты.

Комендиты и их туфы слагают останец среди щелочных гранитов и гранит–порфиров кукентайского комплекса и субщелочных гранитов кзылтасского комплекса в южной части структуры (см. рис. 11). По данным В.Д. Стеркина, они налегают на базальты курайлинской свиты P_2 . Щелочные гранит–порфиры субвулканической фации окаймляют Баканасскую структуру с юга, востока и северо–востока и присутствуют в виде останцов в центре ее. Они прорывают комендиты и здесь же секутся мелкозернистыми миароловыми эгириновыми гранит–порфирами. Окраска пород красно–коричневая. На всех участках развития гранит–порфиры тонко расслоены. Наблюдается два типа расслоений: в коричнево–красном гранит–порфире обособляются слои светло–зеленого богатого эгирином и флюоритом микрогранита; в коричнево–красном гра–

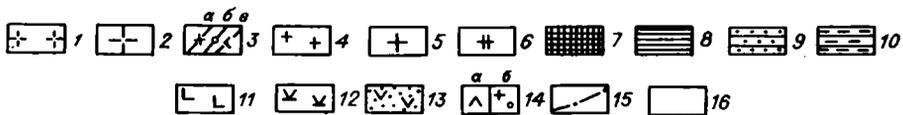
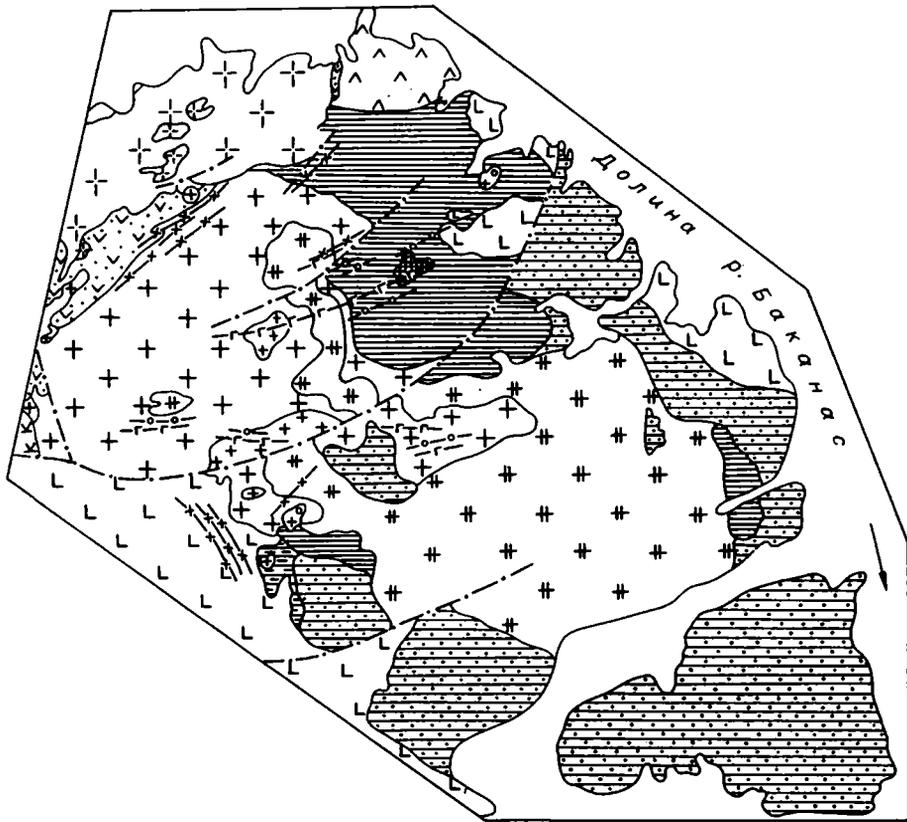


Рис. 11. Геологическая карта Баканасской вулканоплутонической структуры. Составили П.В. Ермолов, А.Г. Владимир, Н.И. Тихомирова с использованием материалов В.Д. Стеркина.

1, 2 - баканасский комплекс P_2 : 1 - мелкозернистые и 2 - среднезернистые биотитовые аляскиты; 3-6 - кызылтасский комплекс P_{1-2} : 3 - дайки кварцевых порфиров (а), сиенит- и граносиенит-порфиров (б) и диабазовых порфиров (в), 4 - мелкозернистые щелочные и субщелочные граниты, 5 - крупно- и грубозернистые субщелочные граниты, 6 - порфиридные граносиениты; 7-10 - кукентайский щелочной вулканоплутонический комплекс (P_1): 7, 8 - средне- (7) и мелкозернистые (8) эгириновые граниты, 9 - эгириновые и эгирин-арфведсонитовые гранит-порфиры, 10 - комендиты и их туфы; 11 - базальты курайлинской свиты (P); 12 - субвулканические порфиры архарлинской свиты C_3 -P; 13, 14 - керегетасская свита C_2 : 13 - вулканические образования, 14 - субвулканические породы среднего (а) и кислого (б) состава; 15 - разрывные нарушения; 16 - рыхлые отложения.

нит-порфире обособляются пятна и полосы невадитового граносиенит-порфира, в котором вкрапленники калинатрового полевого шпата составляют 50% и более от объема породы.

Грубозернистые граниты встречены в северной части структуры южнее зимовки Сийректас. Они выполняют отрицательные формы рельефа и представляют собой, вероятно, кровлю более крупного тела, залегающего на глубине. Выходы этих гранитов изрезаны тонкими жилками – проводниками мелкозернистых эгириновых гранитов. Мелко- и среднезернистые эгириновые граниты слагают северную часть вулканоплутонической структуры и встречены на южном ее фланге. Обычно они испещрены миаролами размером до 0,5 см, заполненными черными марганцовистыми соединениями, кварцем или флюоритом. Зернистость пород часто и быстро меняется, окраска их обычно серая, но достаточно часто встречаются породы с лиловым оттенком. Эта особенность в сочетании с миароловыми структурами свидетельствует о близповерхностном уровне становления гранитов.

Гранитоиды кызылтасского комплекса слагают более 50% площади вулканоплутонической структуры. Они отличаются от гранитов кукентайского комплекса менее щелочным составом, такситовым распределением цветных минералов, обилием включений иных пород, в том числе глубинных, обогащенностью сфеном, апатитом и флюоритом. Последовательность развития кызылтасского комплекса такая (от древних к молодым породам): биотит-амфиболовые порфиroidные граносиениты и граносиенит-порфиры; биотит-амфиболовые крупнозернистые порфиroidные граниты (главная фаза); мелкозернистые порфиroidные арфведсонитовые и биотитовые граниты; дайки диабазов, сиенит- и гранит-порфиrow. Активный контакт между крупнозернистыми порфиroidными гранитами главной фазы и эгириновыми гранитами кукентайского комплекса наблюдался юго-восточнее горы Акогоыз. Здесь в эгириновых гранитах отмечаются многочисленные зонки пегматитизации, а крупнозернистые граниты в виде апофиз проникают в мелкозернистые эгириновые граниты.

Завершается развитие структуры внедрением аляскитов баканасского комплекса. Они формируют массив в северо-западной части структуры. Граниты среднезернистые, в эндоконтактной зоне мелкозернистые. Цветной минерал – биотит. Формирование массива происходило в две фазы: сперва среднезернистые, затем – аляскиты, мелкозернистые аляскиты. Среднезернистые аляскиты прорывают мелкозернистые эгириновые граниты кукентайского комплекса и крупнозернистые биотит-амфиболовые граниты кызылтасского комплекса, а также дайки порфиrow, пересекающие граниты кызылтасского комплекса.

Таким образом, в Баканасской вулканоплутонической структуре присутствуют такие же позднегерцинские комплексы, как и в Жарма-Саурской структурно-формационной зоне Зайсанской складчатой области /Ермолов и др., 1977/. Причем кукентайский комплекс коррелируется с керегетас-эспинским, кызылтасский – с кандыгатайским, а баканасский – с каракольским. Это доказывает правильность выделения в Жарма-Саурской зоне вышеназванных комплексов. Однако последовательность их формирования, как это хорошо видно в Баканасской структуре, несколько иная, чем принималась нами ранее для Жарма-Саурской зоны, в которой граниты каракольского и кандыгатайского комплексов не имеют между собой геологических соотношений. В этой связи следует, вероятно, скорректировать схему развития позднегерцинского магматизма Жарма-Саурской зоны, в частности, считать каракольский комплекс моложе кандыгатайского. Положение кукентайского комплекса щелочных гранитов точно соответствует керегетас-эспинскому в Жарма-Саурской зоне.

Кукентайский массив расположен в 5 км западнее Баканасской вулкано-

плутонической структуры. Он вытянут в широтном направлении на 6 км, максимальная ширина 1,5 км. Вмещающие породы – вулканиты и субвулканические тела кергетасской свиты C_{2-3} и архарлинской свиты P_1 . Массив сложен крупнозернистыми арфведсонит–эгириновыми гранитами среди которых встречаются небольшие тела мелкозернистых арфведсонит–эгириновых гранитов.

Коксалинский массив расположен в 25 км северо–восточнее Баканасской вулканоплутонической структуры на правом борту р. Коксала. Массив вытянут в северо–западном направлении на 10 км, ширина его 2,5–3 км. Он сложен однообразными эгириновыми крупнозернистыми гранитами.

Арсаланский массив расположен в 6 км северо–восточнее Коксалинского массива в девонских отложениях. По данным В.Н. Зырянова и соавторов /1965/, он вытянут в северо–западном направлении на 12–15 км, с севера ограничен Чингиз–Балхашским разломом. Юго–восточная часть массива сохранилась полностью, ширина его здесь около 4 км. Вмещающими породами являются вулканиты D_{1-2} и гранитоиды позднепалеозойского возраста.

В массиве выделяются рибекитовые и рибекит–эгириновые фации щелочных гранитов.

Южная Монголия

В Южной Монголии щелочные граниты и ассоциированные с ними породы, как упоминалось выше, приурочены к зоне Главного Монгольского линеймента и к линейным хребтам Гобийского Тянь–Шаня /Ярмолюк и др., 1979/. Для них характерны: отдельные массивы и эффузивно–интрузивные ассоциации с участием комендитов, трахилипаритов и щелочных гранитов. Центры щелочно–гранитного магматизма располагаются как в каледонских сооружениях, так и в герцинских структурах. Основная масса щелочных гранитов сосредоточена в южной полосе, где они участвуют в строении обширных вулканоплутонических структур.

Массивы хр. Сомон–Хаирхан располагаются в северо–западной части пояса Главного Монгольского линеймента /Ярмолюк, 1979/. Оба массива (северо–западный Сомон–Хаирханский и юго–восточный Баян–Дуринхинский, по данным /Леонтьев и др., 1981/) залегают в более древних интрузивах, сложенных субщелочными гранитами и габбро–диоритами (рис. 12). Вмещающими породами служат вулканиты среднего – позднего карбона и вулканогенно–осадочные отложения раннего карбона. Оба массива имеют примерно одинаковые размеры – 15x7 км – и вытянуты в северо–западном направлении. Внутреннее строение массивов может быть продемонстрировано на примере Баян–Дуринхинского массива /Леонтьев и др., 1981/. Он состоит из системы слоев мощностью 2–30 м, полого погружающихся к центру массива. Состав слоев: сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, щелочные граниты. Последние по объему подчинены сиенитоидам. К северо–востоку от щелочных массивов на удалении 2–2,5 км располагается пояс вулканитов, сложенный бимодальной базальт–трахилипаритовой серией C_3-P_1 , в которой присутствуют также комендиты. По данным В.В. Ярмолюка /1979/, комендиты и пантеллериты являются эффузивными эквивалентами щелочных гранитов и рассматриваются им как вулканоплутонический комплекс.

Хан–Богдинский массив расположен в восточной части пояса Гобийского Тянь–Шаня. Это крупнейший массив щелочных гранитов Монголии. Геология самого массива и его обрамления рассмотрена в многочисленных публикациях

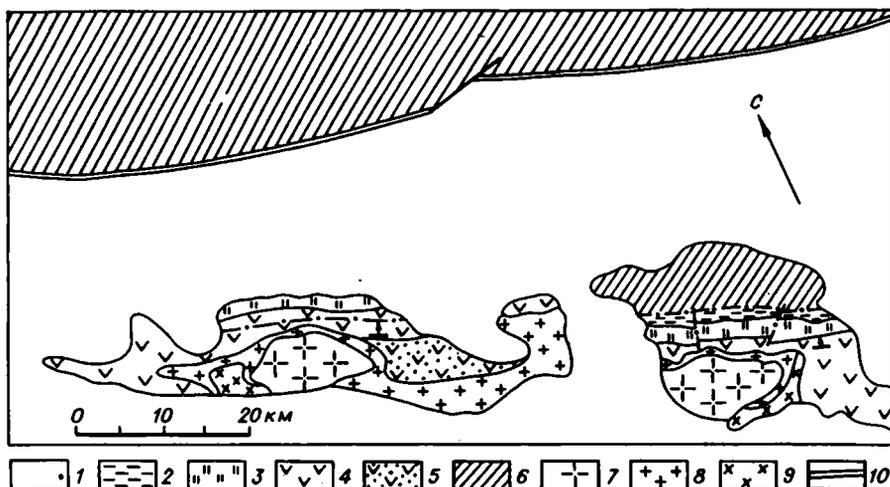


Рис. 12. Схема геологического строения хр. Сомон-Хайрхан /Ярмолук, 1979/.

1 - рыхлые отложения; 2 - песчаники и алевролиты (P_1); 3 - трахипарит-базальтовая ассоциация (C_3-P_1); 4 - андезитовые порфиры, игнимбриты, туфы и лавы дацитов (C_{2-3}); 5 - песчаники, гравелиты, андезитовые порфиры (C_1); 6 - среднепалеозойские складчатые толщи; 7, 8 - щелочные (7) и субщелочные (8) граниты; 9 - габбродиориты; 10 - шов Главного Монгольского линеамента.

/Коваленко и др., 1971; Геология МНР, т. II, 1973; Дурантэ и др., 1976; Коваленко, 1977; Ярмолук, 1978; Горегляд и др., 1979; Владыкин и др., 1981/. Схема геологического строения массива приведена на рис. 13. Он приурочен к центральной части одноименной позднепалеозойской впадины, наложенной на герцинское геантиклинальное поднятие. Размеры массива 50 x (20-30) км; длинная ось вытянута в северо-восточном направлении. Вмещающими породами на юге являются доверхнепалеозойские породы (зеленокаменно измененные основные эффузивы, кремнистые и кремнисто-глинистые, осадочные и вулканогенно-осадочные образования), прорванные среднепалеозойскими габброидами и каменноугольными гранитами и граносиенитами. В последнее время в южном обрамлении массива выявлена базальт-командитовая толща /Владыкин и др., 1981/ раннепермского возраста. Щелочные граниты прорывают нижнюю базальтовую часть этой толщи, но не имеют геологических соотношений с командитами. В северном обрамлении массива, помимо перечисленных выше среднепалеозойских образований, выделяются ранне-среднекаменноугольная андезитовая толща и венчающие палеозойский разрез раннепермская риолитовая и позднепермская (?) базальт-риолитовая серии, которые коррелируются с базальт-командитовой толщей южного обрамления. В базальт-риолитовой серии развиты субвулканические тела риолитов, командитов и граносиенитов.

Хан-Богдинский массив формировался в такой последовательности /Горегляд и др., 1979; Владыкин и др., 1981/: среднезернистые арфведсонитовые и арфведсонит-эгириновые граниты; жилы пегматоидных щелочных гранитов; мелко-среднезернистые эгириновые граниты, дайки экерит-порфиров; щелочные гранит-порфиры; микрозернистые сиениты, монзониты.

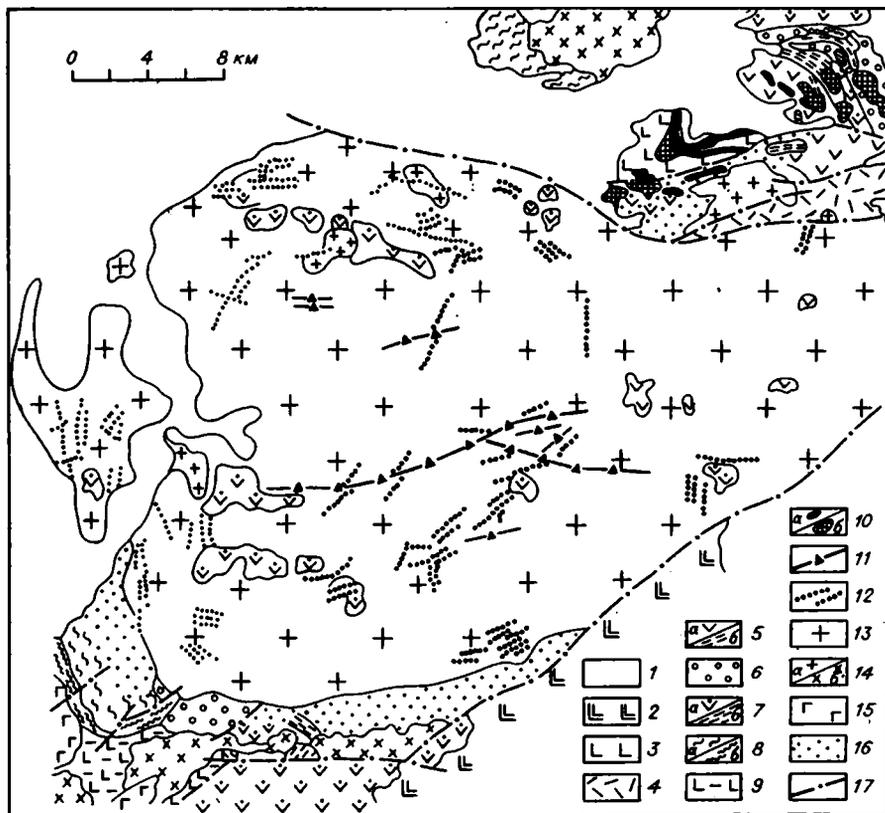


Рис. 13. Схема геологического строения Хан-Богдинского массива /Владыкин и др., 1981; Горегляд и др., 1979/.

1 - меловые осадочные отложения; 2 - меловые базальты; 3 - базальт-риолитовая серия ($P_2?$); 4 - риолиты (P_1); 5 - андезиты C_{1-2} (а) и горизонты туффов в них (б); 6 - осадочно-вулканогенная толща C_{1-2} ; 7 - ранне-среднекаменноугольные отложения юго-западного обрамления: туфы среднего и кислого состава, кислые и средние эффузивы (а), алевролиты, кремнистые туффы, песчаники, кислые эффузивы (б); 8, 9 - докаменноугольные отложения: 8 - кремнистые алевролиты, песчаники (а), кремнистые сланцы (б), 9 - зеленокаменно измененные кислые эффузивы проблематичного возраста; 10 - субвулканические риолиты, комендиты, граносиениты (а), кислые игнимбриты (б); 11-13 - породы Хан-Богдинского массива: 11 - поздние дайки микросиенитов, щелочных гранит-порфиров, 12 - ранние дайки экеритов, грорудитов, пантеллеритов, рокколитов, щелочных пегматитов, 13 - моношпатовые арфведсонит-эгириновые граниты; 14 - каменноугольные граниты (а) и граносиениты (б); 15 - среднепалеозойские габброиды; 16 - ороговикованные породы; 17 - разломы.

Внутреннее строение массива, расшифрованное с помощью космических снимков /Горегляд и др., 1979; Владыкин и др., 1981/, более сложное, чем отражено на рис. 13. Массив сложен двумя кольцевыми в плане телами; западным и восточным. Кольцевая структура подчеркивается как провесаами кровли, так и кольцевой системой даек внутри западного тела. Запад-

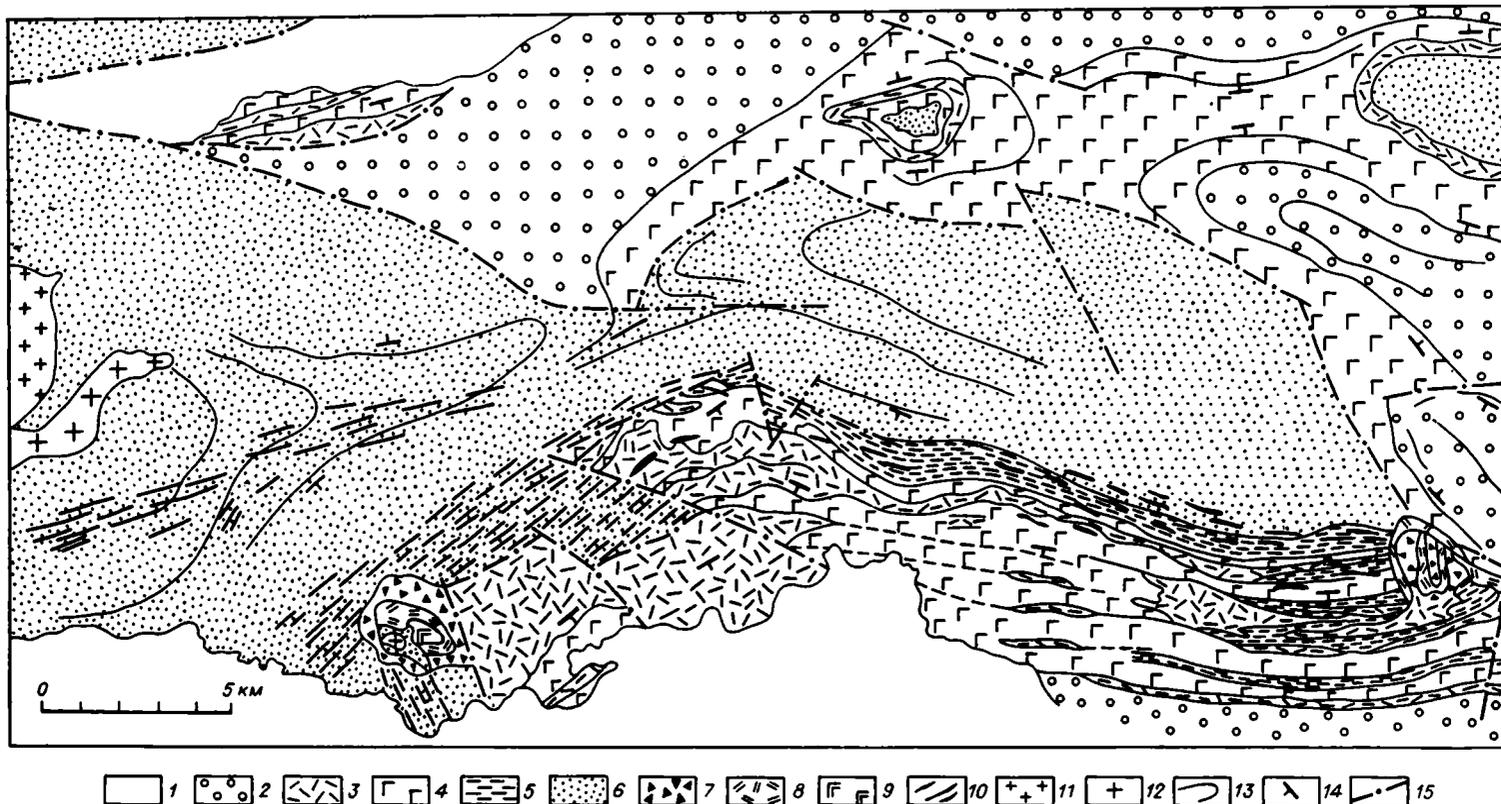


Рис. 14. Схема геологического строения восточной части хр. Тост, Южная Монголия /Континентальный вулканизм ..., 1983/.

1 - рыхлые отложения; 2 - пермо-триасовые песчано-конгломератные образования; 3-5 - пермские образования: 3 - комендиты и трахириолиты, 4 - базальты и андезитобазальты, 5 - туфопесчаники и туфоалевролиты; 6 - карбоновые образования; 7-9 - жерловые образования: 7 - комендиты, 8 - трахириолиты, 9 - базальты; 10 - дайки; 11 - биотитовые граниты; 12 - щелочные граниты; 13 - геологические границы; 14 - элементы залегания; 15 - разломы.

ное тело сложено среднезернистыми арфведсонитовыми и эгирин-арфведсонитовыми гранитами, восточное – мелко-среднезернистыми эгириновыми гранитами. Морфология интрузива в разрезе – лополит с крутым магмоподводящим каналом в северо-западной части и пологой ступенчато воздымающейся на юго-восток подошвой в центре и на юго-востоке массива.

Хар-Хадский массив расположен в 130 км юго-западнее Хан-Богдинского плутона. По данным В.И. Коваленко с соавторами /1973/, он сложен среднезернистыми арфведсонитовыми и арфведсонит-эгириновыми гранитами. Зоны энзоконтакта образованы мелкозернистыми порфиридовидными разновидностями этих же гранитов. В эндоконтакте развиты многочисленные дайки порфиридовидных экеритов и грорудитов, некоторые из них выходят во вмещающие породы. Площадь массива около 25 км². Форма выхода на поверхности овальная, морфология куполообразная, осложненная с юга тектоническим нарушением.

Массивы хребтов Ноен и Тост включают базальты, комендиты, пантеллериты, трахириолиты, щелочные граниты и многочисленные дайки комендитов и базальтов. Они изучались В.В. Ярмолюком с соавторами /1979; *Континентальный вулканизм ...*, 1983/. Схема геологического строения восточной части хр. Тост показана на рис. 14. Данный ареал развития щелочных пород примечателен тем, что здесь геологически обоснован возраст базальт-комендитовой толщи: она залегает на карбоновых вулканогенных толщах и перекрыта позднепермскими песчано-конгломератовыми образованиями. В самой базальт-комендитовой толще в алевритах собраны растительные остатки, которые датируют их как C_3-P_1 /Ярмолук и др., 1979/. Комендиты и трахириолиты формируют несколько вулканических центров. В одном из них эрозией вскрыты щелочные граниты. Протяженное тело щелочных гранитов обнажается также в восточной части участка (см. рис. 14). В подстилающих карбоновых образованиях развиты рои гипабиссально-субвулканических даек, сходные с линейными рядами щелочных пород рассмотренного выше Тлеумбет-Саурского пояса Восточного Казахстана.

Возраст пересыщенных кремнеземом щелочных пород Восточного Казахстана и Южной Монголии

Геологические и аналитические данные свидетельствуют, что щелочно-гранитный магматизм во всех поясах Казахстано-Монгольской провинции проявился в сравнительно узком возрастном диапазоне и относится к одной эпохе гранитообразования. В разных поясах нижняя возрастная граница этой эпохи определяется поздним карбоном, верхняя – поздней пермью.

В Южной Монголии в хр. Ноен, по данным В.В. Ярмолюка с соавторами /1979/, щелочные эффузивы (комендиты и трахириолиты) залегают выше базальтовых покровов, содержащих прослойки туфогенно-осадочных пород с флорой C_3 , и перекрыты без признаков несогласия терригенными породами P_2 /Зайцев и др., 1973/. В районе сомона Хан-Богдо и хр. Аргалинту в туфогенно-осадочных прослоях в щелочных вулканитах обнаружена флора P_1 /Дурантэ и др., 1976/. В других районах Юж. Монголии комплексы пород с щелочными вулканидами залегают несогласно на толщах C_2 и практически повсеместно перекрыты терригенными образованиями P_2 . Ассоциирующие с щелочными вулканидами щелочные граниты нигде не прорывают отложений P_2 . В южной части Хан-Богдинского массива щелочные граниты прорывают

нижнюю (базальтовую) часть базальт-комендитовой свиты, и, по-видимому, возраст их близок возрасту комендитов этой свиты /Владыкин и др., 1981/.

Значения абсолютного возраста четырех проб арфведсонита из гранитов главной фазы Хан-Богдинского массива, определенные калий-аргоновым методом, составляют 266; 278; 273; 274 млн лет. Очень близко к ним значение 286 ± 9 млн лет, полученное при исследовании гранитов главной фазы рубидий-стронциевым методом /Сандомирлова и др., 1980/. Определения, полученные при исследовании калий-аргоновым методом арфведсонитов, полевых шлатов и пород из пегматитов и экеритов, дают возраст от 258 до 362 млн лет /Владыкин и др., 1981/.

В Предчингизском поясе Центрального Казахстана комендиты сийрек-тауской свиты (P_2), представляющие вулканический эквивалент щелочных гранитов, залегают на базальтах курайлинской свиты (P). В совокупности данная комендит-базальтовая ассоциация коррелируется с аналогичной ассоциацией Юж. Монголии, однако там она датируется раннепермским веком. Субвулканические эгириновые гранит-порфиры в Предчингизье прорывают базальты и комендиты и содержат их ксенолиты. Все разновидности щелочных гранитов срезаются самыми молодыми в регионе слюдяными аляскитовыми гранитами.

В Тлеумбет-Саурском поясе подавляющее большинство интрузивов щелочных гранитов и гранит-порфиров расположено среди отложений раннего и среднего палеозоя и гранитоидов среднего и позднего палеозоя. В хр. Сайкан эгириновые гранит-порфиры прорывают угленосные отложения сайканской свиты C_{2-3} . С более молодыми отложениями они не соприкасаются. Положение щелочных гранитов в схеме магматизма региона строго определено: они прорывают граниты жарминского комплекса P_1 и пересекаются калиевыми гранит-порфирами и лейкократовыми биотитовыми гранитами каракольского комплекса, а также граносиенитами и биотит-гастингситовыми лейкократовыми гранитами кандыгатайского комплекса /Ермолов и др., 1977/.

В Горноалтайском ареале положение щелочных гранитов наименее ясно: они прорывают додевонские гранитоиды и отложения нижнего палеозоя. Единичные определения возраста пород из гранитов Майорского, Голухинского массивов и тел в районе пос. Онгудай находятся в интервале 155-268 млн лет /Нечаева, 1973/.

Подводя итог отметим, что время проявления щелочно-гранитового магматизма в рассматриваемом регионе относится к нижней перми, а некоторые неувязки возраста в разных поясах обусловлены скорее всего несогласованностью стратиграфических схем. В абсолютном летоисчислении эпоха щелочно-гранитного магматизма приходится, вероятно, на интервал 280-290 млн лет. Во всех поясах, кроме Горноалтайского, геологические данные свидетельствуют, что щелочно-гранитный магматизм проявился после гранитной формации, но перед аляскитовой. Устойчивость возраста и состава щелочно-гранитного магматизма на огромной территории и наличие даек гранодиорит-порфиров между щелочными и аляскитовыми гранитами свидетельствуют о самостоятельности щелочно-гранитного магматизма.

Петрография и минералогия

Комендиты участвуют в строении Баканасской вулканоплутонической структуры Предчингизского пояса, Хан-Богдинской вулканоплутонической структуры и вулканоплутонических структур хр. Тост Южно-Гобийского пояса Монголии.

В Баканасской структуре комендиты представлены черными стекловатыми породами, чаще массивной структуры, реже линейно или беспорядочно расслоенными. Порфиновые вкрапленники сложены калинатровым полевым шпатом и кварцем. Преобладает калинатровый полевой шпат; часто он является также единственным минералом фенокристов. Содержание его не превышает 10 об. %. По составу калинатровый полевой шпат чаще всего – антипертит и содержит около 40% калиевого полевого шпата в шахматном альбите. Далее по частоте встречаемости следуют антипертиты с содержанием калиевого полевого шпата от 10–20% до единичных знаков. И наконец, очень редко присутствуют пертиты, содержащие 30–40% альбита в калишпате, который распределен в альбите в виде пятен, реже – шурков. В ряде случаев отмечается приуроченность его к трещинам спайности альбита. Основная масса сложена кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, эгирином, рудным минералом. Она иногда расслоена на существенно кварцевую и существенно полевошпатовую фазы. Микроструктура сферолитовая, микролойкитовая, микрографическая. В кристаллической основной массе встречаются обособления стекла, напоминающие по форме брызги, капли, в которых лишь едва намечается пальметтовая структура. Такие обособления определенно указывают на метастабильный состав расплава, который на уровне становления ликвидовал на две несмешивающиеся фазы.

Цветной минерал представлен светло-зеленым эгирином и бурым акмитом. Содержание его 3–5%. Он образует как самостоятельные выделения в основной массе, так и сростки с калинатровым полевым шпатом. Иногда эгирин имеет признаки поздние-постмагматического минерала: приурочен к полнокристаллическим полосам в расслоенных комендитах или представлен лучистыми выделениями.

В Южно-Гобийском поясе комендиты обнаружены недавно в обрамлении Хан-Богдинского массива щелочных гранитов и в хр. Тост /Горегляд и др., 1980; Континентальный вулканизм ..., 1983/. Они представлены лавами и игнимбритовыми потоками. Породы содержат вкрапленники кварца (1,8–7,1%) и калинатрового полевого шпата (14,1–18,8%) в основной массе фельзитового или радиально-лучистого гранофирового строения, сложенного кварцем, полевым шпатом, эгирином, рибекитом и рудным минералом. Щелочные цветные минералы, так же как и в Баканасской структуре, приурочены либо к участкам раскристаллизованного стекла, либо образуют сростки с калинатровым полевым шпатом. Состав трех образцов щелочного амфибола и двух образцов эгирина приведен в табл. 1. Вкрапленники щелочного амфибола, в отличие от амфибола основной массы, обогащены Са, Al, Ti и Mg и по составу приближаются к Са-катафоритам или Са-арфведсонитам /Коваленко, 1977/. Амфиболы основной массы – почти чистые арфведсониты. Пироксен основной массы отвечает эгирину с очень небольшой примесью Са-компонента. Следует учитывать, однако, что в анализах щелочных минералов, приведенных в табл. 1, отдельные компоненты (например, SiO_2 , Σ_1 , сумма в A_1 и Σ_1) завышены.

Субвулканические щелочные гранит-порфиры слагают внешнее кольцевое тело в Баканасской вулканоплутонической структуре и отдельные тела в северном обрамлении Хан-Богдинского массива. К этой же возрастной группе, вероятно, относятся ранние дайки щелочных гранит-порфиров в Тлеумбет-Саурском поясе.

В Баканасской структуре (см. рис. 11) по всему кольцу внешний облик щелочных гранит-порфиров однообразен. Это красно-коричневые скрытозернистые породы полосчатой или пятнисто-полосчатой структуры с редкими вкрапленниками щелочного полевого шпата (менее 10%) и арфведсонита

Таблица 1. Химический состав цветных минералов комендитов Южной Монголии /Горегляд и др., 1980/, мас. %

Оксид	A ₁	A ₂	A ₃	Э ₁	Э ₂
SiO ₂	51,10	49,64	51,02	56,44	53,80
TiO ₂	1,95	1,82	0,55	0,30	0,37
Al ₂ O ₃	1,04	1,10	0,58	0,72	0,77
FeO	30,63	29,99	32,42	29,73	28,52
MgO	2,58	3,16	0,03	0,09	0,06
CaO	4,42	3,74	0,22	2,12	1,98
Na ₂ O	7,43	6,94	9,63	12,06	12,18
Ka ₂ O	1,46	1,51	1,69	0,12	0,20
Σ	100,60	97,89	96,14	101,56	97,88

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе в ИГЕМ АН СССР, аналитик Е.Е. Абрамова.

A - арфведсонит, Э - эгирин.

(менее 1%). Щелочной полевой шпат представлен гомогенным анортоклазом ($2v = -77^\circ$, $Nm \perp (001) = 14^\circ$; состав: ортоклаз 30–40%, альбит 60–70%), антипертитом с 30–50% ортоклаза в шахматном альбите, гомогенным шахматным альбитом и очень редко ортоклазом ($2v = -50^\circ$, $Nm \perp (001) = 2-6^\circ$; состав: ортоклаз 80%, альбит 20%). Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом кварца, щелочного полевого шпата, эгирина, арфведсонита. Общее количество цветных минералов составляет 8–12%, главный минерал – эгирин. Состав эгирина приведен в табл. 2 (обр. 118/1). Один образец рассчитывается на чистый эгирин, второй содержит повышенную примесь титан-эгиринового минала. Щелочной амфибол является магний-арфведсонитом (табл. 3, обр. 118/1). Микроструктура породы микропайклитовая, сферолитовая.

Рассмотренные порфиры повсеместно расслоены. Отмечаются два типа расслоений. Первый составляют линейные, изометричные или округлые обособления ортофира в щелочном гранит-порфире. Такие обособления имеют размеры от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров. Они сложены крупными выделениями почти чистого ортоклаза ($2v = -50-52^\circ$; $Nm \perp (001) = 2-3^\circ$), заключенными в тонкозернистую основную массу, состоящую из кварца, калинатрового полевого шпата, эгирина и арфведсонита. Количество вкрапленников по двум подсчетам составляет 49–52%. В щелочных гранит-порфирах при этом количество вкрапленников щелочного полевого шпата уменьшается, и в прилегающей к ортофировому слою зоне они полностью исчезают. Арфведсонит в ортофировых обособлениях становится более железистым и менее кальциевым, а эгирин, напротив, более магниезиальным (см. табл. 2; табл. 3).

Химический анализ, выполненный отдельно для ортофировых обособлений и вмещающей матрицы пород, показывает (табл. 4), что расслоение связано с обогащением определенных участков тела глиноземом и калием и обеднением кремнеземом, т.е. происходит фракционирование ортоклаза. На отдельных участках кольцевого субвулканического тела щелочных гранит-порфиров Бака-насской структуры объем ортофировых отщеплений достигает 20–25%, но бо-

Таблица 2. Химический состав эгирина субвулканических щелочных гранит-порфиров Баканасской вулканоплутонической структуры (Предчингизский пояс Восточного Казахстана), мас. %

Оксид	118/1		120/2б			120/2а		120/3а			120/3б
	1	2	1	2	3	1	2	1	2	3	
SiO ₂	52,46	52,27	52,04	51,53	51,28	52,25	52,36	51,88	51,57	50,87	52,04
TiO ₂	0,97	4,35	0,60	3,05	0,23	1,56	1,31	1,08	1,26	1,26	2,76
Al ₂ O ₃	0,08	0,04	0,07	0,03	0,09	0,11	0,08	0,05	0,29	0,29	0,01
Fe ₂ O ₃	32,68	29,39	29,97	30,70	34,51	29,30	29,97	31,08	26,64	26,64	31,69
FeO			1,05			1,46	1,16	0,39	1,35	1,42	-
MnO	0,38	0,27	1,81	0,78	0,64	1,04	0,34	0,41	2,22	2,23	0,33
MgO	0,08	0,08	1,31	0,04	Не обн.	0,98	1,17	0,41	1,83	1,84	Не обн.
CaO	0,59	0,47	3,07	1,07	0,02	1,48	0,95	1,54	2,06	2,07	0,20
Na ₂ O	13,34	13,32	11,46	13,05	13,50	12,06	12,53	13,17	11,32	11,37	13,63
K ₂ O						Не обнаружено					
Σ	100,58	100,19	100,38	100,25	100,27	100,24	99,87	100,01	99,02	98,47	100,66

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде JXA = 5А, оператор В.Н. Королук. Σ FeO пересчитано на FeO и Fe₂O₃ в соответствии с формулой эгирина. 118/1 - щелочной гранит-порфир; 120/2б - афировый щелочной микрогранит; 120/2а - щелочной ортофир; 120/3а - щелочной гранит-порфир; 120/3б - афитовый микрогранит. 1-3 - номер зерна эгирина в препарате.

Таблица 3. Химический состав арфведсонита субвулканических щелочных гранит-порфиров Кызылтасской вулканоплутонической структуры (Предчингизский пояс Восточного Казахстана), мас. %

Оксид	118/1	120/26	120/2а	120/36	120/3а
SiO ₂	50,73	53,04	52,69	52,60	52,87
TiO ₂	0,52	0,45	0,50	0,56	0,59
Al ₂ O ₃	0,66	0,11	0,14	0,13	0,24
Fe ₂ O ₃	14,17	13,83	15,13	13,32	15,62
FeO	6,28	4,15	4,54	4,88	4,69
MnO	3,62	3,29	3,43	2,99	3,24
MgO	9,17	11,20	9,85	11,35	8,95
CaO	4,10	3,09	2,35	1,94	3,28
Na ₂ O	7,55	7,69	7,70	7,98	7,80
K ₂ O	1,16	1,16	1,08	1,05	1,14
H ₂ O, F	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Σ	99,96	100,01	99,41	98,82	100,42

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A, оператор В.Н. Королюк. Привязка образцов дана в табл. 2.

лее крупных их обособлений, чем 3-5 x 15-20 см, встречено не было. Это, однако, не исключает возможности фракционирования ортофирирового расплава в более крупных размерах.

Второй тип расслоений приводит к обособлению в красно-коричневых щелочных гранит-порфирах тонких слоев зеленовато-серых микрогранитов. Мощность тонких слоев 1-3 см, протяженность - первые десятки сантиметров. Зеленватый оттенок их окраски обусловлен повышенным количеством эгрина. Иногда в таких слоях отмечаются скопления флюорита. В отличие от расслоения первого типа, в данном случае существенной дифференциации вещества не происходит. Отмечается лишь заметное снижение содержания магния и, возможно, увеличение фтора в микрогранитах. Таким образом, неоднородность порфиров второго типа является в основном структурной и обусловлена, возможно, перекристаллизацией в постмагматическую стадию вдоль границ флюиальности.

Ранние дайки щелочных гранит-порфиров Тлеумбет-Саурского пояса сложены породами серо-голубой окраски и формировались, вероятно, на более глубоких уровнях, чем красноцветные гранит-порфиры Баканасской структуры. Вкрапленники сложены калинатровым полевым шпатом и кварцем. Содержание их в породах переменное: от единичных зерен до 18-25% объема породы. Гомогенный калинатровый полевой шпат содержит от 50 до 60% альбита ($2\psi = -87^\circ, Nm \perp L (001) = 14^\circ$; $2\psi = -70^\circ, Nm \perp L (001) = 10^\circ$). Криптопертиты характеризуются примерно теми же соотношениями альбита и калиевого полевого шпата. Основная масса имеет сферолитовую, графическую, фельзитовую микроструктуру и сложена кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, рибекитом, эгрином, биотитом, флюоритом, цирконом. По соотношению цветных минералов выделяются арфведсонитовые,

Таблица 4. Примеры расслоения субвулканических щелочных гранит-порфиров в Баканасской вулканоплутонической структуре, мас. %

Оксид	1/10	Расслоение типа I			Расслоение типа II		
		120/26	120/2а	120/2е	120/3а	120/3б	120/3е
SiO ₂	74,49	75,08	70,54	71,12	75,30	75,30	75,62
TiO ₂	0,32	0,39	0,37	0,27	0,40	0,39	0,31
Al ₂ O ₃	12,52	12,80	15,19	14,76	12,35	11,91	12,41
Fe ₂ O ₃	1,46	1,42	1,46	1,78	1,46	1,38	1,77
FeO	0,80	0,46	0,43	0,29	0,43	0,50	0,43
MnO	0,15	0,12	0,11	0,12	0,11	0,10	0,13
MgO	0,11	0,40	0,57	0,15	0,73	0,08	0,09
CaO	0,40	0,11	0,22	0,44	0,22	Не обн.	0,37
Na ₂ O	4,56	4,58	3,93	4,18	4,42	4,96	4,74
K ₂ O	4,91	4,65	6,53	7,36	4,70	4,37	4,67
P ₂ O ₅	0,02	0,01 0,08	0,02 0,08	0,02	0,01 0,03	0,01 0,06	0,02
П.л.п.	0,27	0,15	0,29	0,14	0,21	0,29	0,14
H ₂ O ⁻	0,07	0,11	0,09	0,24	0,07	0,07	0,03
Σ	100,05	100,28	99,75	100,87	100,41	99,36	100,73

Примечание. 1/10 - исходный щелочной гранит-порфир (среднее из 10 анализов); 120/26 - афитовый щелочной микрогранит; 120/2а, е - щелочной ортофир; 120/3а - красно-коричневый щелочной гранит-порфир; 120/3б, е - светло-зеленый афитовый микрогранит.

эгириновые и промежуточные разновидности. Эгириновые гранит-порфиры содержат 7-9% эгирина. По составу это эгирин-авгит, содержащий до 45% эгириновой молекулы (с Np=18-21°, 2v=-88°, Nm=1,760, Ng=1,773, Np=1,740). Отмечается развивающийся по нему щелочной амфибол. В арфведсонитовых гранитах содержание цветных минералов составляет 8-10%, главный - арфведсонит. Часто он выделяется в виде иглочек, расположенных субпараллельно граням порфировых кристаллов или направлениям лучей сферолитов. По химическому составу (табл. 5) и оптическим свойствам (Nm=1,694-1,698; cNp = 0-5°) минерал представляет собой железистый арфведсонит с существенной долей фтора в гидроксильной группе.

В эгирин-рибекитовых гранит-порфирах рибекит преобладает над эгирином, который чаще всего присутствует как реликтовый минерал в зернах рибекита. Свойства эгирина: бледно-зеленый цвет, Np=1,765, Nm=1,795, Ng=1,810, содержит примерно 55% эгириновой молекулы. В Кандыгатайском ареале, кроме того, встречено несколько даек биотит-рибекитовых гранит-порфиров. Биотит в них резко плеохроитует от ярко оранжевого по Np до непрозрачного по Ng и Nm. Судя по высокому показателю преломления, это анит (t = 90-95%).

Щелочные граниты главной фазы в разных поясах в деталях различаются.

В Предчингизском поясе в подавляющем количестве распространены эгириновые среднезернистые, серые, реже со слабым лиловым оттенком гра-

Таблица 5. Химический состав амфиболо щелочных гранит-порфиров Тлеумбет-Саурского пояса, мас. %

Компонент	Химический состав		Компонент	Химический состав	
	146	233		146	233
SiO ₂	49,42	49,01	Na ₂ O	7,25	5,82
TiO ₂	1,14	2,32	K ₂ O	1,67	1,68
Al ₂ O ₃	2,13	2,94	Li ₂ O	0,30	0,34
Fe ₂ O ₃	14,33	14,69	H ₂ O	1,99	2,97
FeO	18,38	16,24	F	2,0	1,76
MnO	0,56	0,88	-O=F ₂	0,84	0,74
MgO	0,90	1,05	Σ	100,78	100,22
CaO	1,55	1,24			

Примечание. 146 - порфировидные граниты, Кандыгатайский ареал, 233 - микрограниты, Акжайлуский ареал. Анализы выполнены химическим методом.

ниты. В Баканасской структуре довольно широко развиты порфировидные разновидности. Граниты состоят из калинатрового полевого шпата, кварца, эгирина, арфведсонита, аннита и поздне-постмагматического шахматного альбита. Микроструктура гипидиоморфнозернистая, графическая. Содержание цветных минералов составляет 3-8%. Главный - эгирин, а содержание арфведсонита не превышает 1%. Бiotит присутствует в виде единичных знаков. Калинатровый полевой шпат имеет хорошо выраженную структуру распада; в Кукентайском массиве встречены криптопертиты. Состав калинатрового полевого шпата: альбит 50-60%; калиевый полевой шпат - 40-50%. Шахматный альбит выполняет промежутки между зернами кварца и калинатрового полевого шпата, реже слагает идиоморфные таблицы в зернах эгирина. Эгирин часто идиоморфен, реже образует лучистые агрегаты. В Коксалинском массиве широко развит зональный эгирин, сложенный в ядре буро-коричневой, а по краям - травяно-зеленой разновидностями. Изучение таких зерен на микрозонде показывает, что бурые участки по сравнению с зелеными систематически обогащены титаном, натрием и марганцем и обеднены железом и кальцием (табл. 6). Химическим анализом мономинеральных фракций установлено, что в эгиринах из щелочных гранитов Баканасской структуры, являющихся наименее глубинными образованиями среди пород главной фазы Предчингизского пояса, содержание фтора очень мало: 0,07 и 0,04 мас. % (обр. 119/4, 5). В более глубинных массивах эгирин содержит на порядок больше фтора: в Коксалинском массиве 0,13 и 0,37 мас. % (обр. 113/1, 112/1), а в Кукентайском - 0,58 мас. % (обр. 120/3). Щелочной амфибол по составу отвечает арфведсониту (см. табл. 6). В отличие от арфведсонита субвулканических гранит-порфиров кукентайского комплекса, он значительно более железистый, более щелочной и почти не содержит кальция. Аннит очень яркой оранжево-красной окраски и ассоциирует обычно с арфведсонитом.

В Тлеумбет-Саурском поясе среди гранитов главной фазы выделяются рибекитовые, рибекит-биотитовые, рибекит-эгириновые и эгирин-астрофиллит-рибекитовые граниты.

Рибекитовые граниты распространены наиболее широко. Они слагают

Таблица 6. Химический состав эгирина и арфведсонита щелочных гранитов главной фазы кукентайского комплекса Предчингизского пояса Восточного Казахстана, мас. %

Оксид	119/1	112/1		113/1					125/1		125/1	112/2
	Э _{зел}	Э _{зел}	Э _{бур}	Э _{зел}	Э _{зел}	Э _{бур}	Э _{бур}	Э _{зел}	Э _{бур}	Э _{зел}	А	А
SiO ₂	51,88	53,35	53,09	51,98	53,18	53,01	53,34	53,40	51,52	51,92	54,46	52,00
TiO ₂	1,01	0,93	1,90	0,50	0,71	2,19	3,35	0,56	2,50	1,14	0,40	0,81
Al ₂ O ₃	0,05	0,05	0,45	0,05	0,05	Необн.	0,06	0,07	0,04	0,06	0,05	0,16
Fe ₂ O ₃	29,7	29,1	26,4	29,9	29,2	27,3	26,3	29,0	27,7	29,7	16,77	20,08
FeO	2,95	3,00	2,65	2,9	2,95	2,65	2,65	2,9	2,9	2,9	5,03	6,02
MnO	0,84	0,82	1,33	1,00	0,83	1,61	0,45	0,28	1,05	0,86	3,83	4,47
MgO	0,13	0,04	Необн.	0,08	0,02	Необн.	0,11	0,05	0,01	0,03	4,49	2,74
CaO	2,06	0,79	0,03	1,24	0,6	0,08	0,04	0,19	0,02	0,78	0,07	0,18
K ₂ O	Не обнаружено										2,25	1,26
Na ₂ O	12,17	12,59	13,73	12,65	12,77	13,54	13,72	13,67	13,92	12,98	9,51	9,50
H ₂ O ⁺	Не определено										2,00	2,00
Σ	100,79	100,67	99,58	100,30	100,31	100,68	100,02	100,12	100,66	100,37	98,86	99,22

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A в ИГГ СО АН СССР и пересчитаны на закисное железо в соответствии с теоретической формулой пироксена и амфибола. Количество H₂O в арфведсоните принято условно в соответствии с формулой амфибола.

119/1, 112/1, 113/1 - эгириновые граниты Баканасской структуры (119/1) и Коксалинского массива. Э_{зел},

Э_{бур} - участки эгирина соответственно зеленой и бурой окраски, А - арфведсонит.

Верхнеэспинские штоки, множество тел в Ийсорском массиве, массив Болектас и значительные площади в массивах Керегетас, Акбиик, Тлеумбет. Биотит-рибекитовыми гранитами сложены тела в северо-западной части Ийсорского массива, выход щелочных гранитов в Биесимасском массиве и эндоконтактные зоны в Керегетасском интрузиве. Эгириин-рибекитовые граниты значительно распространены в юго-западной эндоконтактной зоне Керегетасского массива и в северо-восточной эндоконтактной зоне Актюбинского тела. Астрофиллитсодержащие граниты описаны А.В. Степановым в Верхнеэспинском массиве, В.Н. Зыряновым в массиве Керегетас и выявлены нами в северо-восточной части Кандыгатайского ареала. Переходы между перечисленными минералогическими типами гранитов постепенные.

Состав светлой части во всех гранитах примерно одинаков: микроклинпертит, кварц, альбит. Содержание кварца и альбита варьирует. Наиболее обогащены кварцем биотит-рибекитовые граниты Ийсорского массива (35-40, иногда до 45-50%), меньше всего (23-26%) его в рибекитовых гранитах Болектасского массива. Альбит представлен двумя фазами: магматической, имеющей следы коррозии расплавом, и постмагматической, которая накладывается на все минералы. В зависимости от интенсивности постмагматического метасоматоза содержание колеблется от 10 до 50%.

Количество главного цветного минерала - щелочного амфибола - колеблется от 3-4 (Ийсор, Биесимас) до 6-8% (массивы Верхнеэспинские, Керегетас, Болектас, Каргонтас, Акбиик). Форма выделения призматическая, минерал идиоморфен. Плеохроизм резкий от желтовато-зеленого и коричневого по Ng до серо-синего, синего и непрозрачного по Np и Nm. В отличие от Предчингизского пояса здесь развит в основном рибекит ($X + A < 2,5$, табл. 7) с переходом, с одной стороны, к кросситу, с другой - к Са-рибекиту. Показатель преломления Nm = 1,690-1,698 характеризует минерал как железистую разновидность рибекита. Химический состав (см. табл. 7) согласуется с оптическими данными, лишь в массиве Болектас обнаружен рибекит с повышенной примесью магния. Магниевого рибекиты установлены только в экзоконтактных метасоматитах Верхнеэспинского месторождения. По содержанию гольмквиститового компонента все амфиболы могут рассматриваться как литийсодержащие рибекиты. В гранитах Верхнеэспинских штоков А.В. Степановым и Д.И. Минеевым отмечены литиевые рибекиты с 18% и более гольмквиститового компонента.

Эгириин замещается рибекитом и часто присутствует как реликтовый минерал в его зернах. Форма выделения изометричная, призматическая. В метасоматически измененных гранитах Верхнеэспинских штоков встречаются крупные призматические, звездчатые и расщепленные (типа "метелки") кристаллы, которые развиваются по рибекиту. Оптические свойства эгирина в разных интрузивах варьируют. Окраска меняется от бледно-зеленой, с очень слабым плеохроизмом, до желтовато- и травяно-зеленой, с резко выраженным плеохроизмом. В Керегетасском массиве присутствует эгириин-авгит с 60% эгириновой молекулы ($2v = -70^{\circ}$; $cNp = 1-2^{\circ}$, $Ng = 1,795$). Пересчет химического анализа эгирина на формулу из этого же массива указывает на принадлежность минерала к эгирину с 10-12% авгитового компонента (табл. 8). Чистый эгириин описан А.В. Степановым на Верхнеэспинском месторождении (табл. 8). Он имеет наложенный характер и связан с позднематематическим метасоматозом. Угасание прямое, удлинение отрицательное, $Ng = 1,820$, $Np = 1,770$.

Биотит - распространенный минерал биотит-рибекитовых гранитов, имеет характерные диагностические признаки: яркую красно-оранжевую окраску по Np и высокий показатель преломления ($Ng = 1,698-1,702$; $Np = 1,618-$

Таблица 7. Химический состав щелочных амфиболов главной фазы керегетас-эспинского комплекса (Тлеумбет-Саурский пояс Восточного Казахстана), мас. %

Компонент	1040	2	87/1	98	87	344-14	1010
SiO ₂	50,62	48,52	46,81	47,67	47,30	47,58	47,58
TiO ₂	1,71	1,30	1,97	1,0	1,83	1,26	1,26
Al ₂ O ₃	2,04	1,53	2,60	3,48	2,92	3,29	2,31
Fe ₂ O ₃	14,95	13,27	13,33	13,82	8,73	13,16	16,02
FeO	16,73	19,82	21,31	19,45	22,80	19,80	20,88
MnO	0,70	0,52	0,83	0,46	0,34	0,70	0,52
MgO	2,18	0,37	0,62	0,41	0,24	2,30	1,25
CaO	1,44	2,02	3,0	1,72	1,50	2,66	2,96
Na ₂ O	5,40	7,50	4,94	6,63	6,73	5,30	5,00
K ₂ O	0,98	2,03	0,76	1,09	1,85	1,00	0,64
H ₂ O ⁺	2,08	2,16		не опр.	2,83	1,35	1,12
F	0,66	2,48	1,08	2,46	3,44	1,34	0,76
-O=F ₂	0,28	1,05	0,45	1,04	1,44	0,56	0,32
Σ	99,21	100,71	96,80	97,15	99,70	99,28	100,19

Примечание. 1040 - порфировидный рибекитовый гранит, Болектасский массив; 2 - крупнозернистый биотит-астрофиллит-рибекитовый гранит, Кандыгатайский рой даек и малых тел; 87/1 - крупнозернистый биотит-рибекитовый гранит, Биесимасский массив; 98 - крупнозернистый рибекитовый гранит, Керегетасский массив; 87 - рибекитовый гранит, Актюбинский массив; 344-14 - биотит-рибекитовый гранит, Ийсорский массив; 1010 - то же, Биесимасский массив. Анализы 98, 87 - коллекция В.Н. Зырянова, остальные анализы - коллекция П.В. Ермолова.

1,620). Эта особенность биотита сохраняется во всех массивах. По оптическим свойствам и химическому составу слюда является умеренно фтористым литиевым анитом (см. табл. 8).

Астрофиллит как магматический минерал встречается очень редко. Метасоматический астрофиллит развит в экзоконтактовых метасоматитах и в жильных микроклин-кварцевых жилах. Состав его варьирует от чистого астрофиллита до Mn-астрофиллита (см. табл. 8). Максимальное содержание куплетскитового компонента - 40%. В Керегетасском массиве В.Н. Зыряновым астрофиллит описан в составе рибекит-астрофиллитовых гранитов. Нами в этих гранитах астрофиллит не встречен, поэтому отношение его к процессу магматической кристаллизации не ясно. В Кандыгатайском поясе астрофиллит-рибекитовые граниты представлены как грубозернистой фазией, так и закаленными гранит-порфирами. Присутствие в обеих разновидностях астрофиллита свидетельствует о кристаллизации его из расплава. Окраска минерала обычная: оранжевая по Np и лимонно-желтая по Ng и Nm. Np = 1,694, Nm=1,720,

Таблица 8. Химический состав биотита, эгирина и астрофиллита щелочных гранитов керегетас-эспинского комплекса (Тлеумбет-Саурский пояс Восточного Казахстана), мас. %

Компонент	Биотит			Эгирин		Астрофиллит				
	344/1	344/10	344/14	1	2	90	12	13	14	б/н
SiO ₂	36,96	35,70	37,48	48,80	50,87	35,20	34,95	33,41	31,89	36,93
TiO ₂	3,75	3,26	4,00	1,53	2,30	7,57	9,94	15,60	10,26	9,34
Al ₂ O ₃	8,47	8,68	8,71	4,74	0,70	5,68	4,05	6,35	3,56	1,17
Fe ₂ O ₃	8,31	11,82	11,07	25,40	32,06	1,72	12,74	14,34	17,39	8,55
FeO	28,44	25,98	22,68	3,60	1,30	30,0	8,08	20,36	18,72	24,47
MnO	0,35	0,32	0,29	0,30	Не опр.	1,04	14,15	0,57	4,39	2,11
MgO	1,47	1,37	2,72	0,22	0,34	0,53	3,69	<0,2	1,10	0,33
CaO	0,60	0,58	0,88	1,72	0,20	0,62	3,50	Не обн.	0,94	0,16
Na ₂ O	0,40	0,35	0,40	9,34	11,75	2,72	1,43	1,86	2,06	2,56
K ₂ O	8,0	7,47	6,90	0,68	0,13	3,65	2,70	4,0	3,55	4,86
H ₂ O ⁺	1,58	2,59	3,47	2,52	Не опр.	4,45				3,52
F	1,66	1,56	1,52	1,25	'	2,30	0,81	1,31	1,18	0,83
П.п.п.						1,90	3,91	2,23	4,03	0,87
ZrO ₂		Не определялось				2,23	Не определялось			
Nb ₂ O ₅		Не определялось								1,52
-O=F ₂	0,69	0,66	0,64	0,50	Не опр.	0,97	0,34	0,55	0,50	0,35
Σ	99,90	99,58	99,90	100,03	99,65	98,66	99,61	99,63	98,71	96,87

Примечание. 344/1, 10, 14 - биотит-рибекитовые граниты, массив Ийсор (1 - эгирин-рибекитовые граниты, массив Керегетас (В.Н. Зырянов), 2 - альбитизированные щелочные граниты, Верхнеэспинский массив (А.В. Степанов); 90 - астрофиллит-рибекитовые граниты, Керегетасский массив (В.Н. Зырянов); 12, 13, 14 - астрофиллит-рибекитовые граниты, Верхнеэспинский массив (В.Н. Зырянов); б/н - экзоконтактные метасоматиты, Верхнеэспинский массив /Минеев, 1968/.

$N_g = 1,750$, $2v = 86-88^\circ$. По приведенным оптическим свойствам минерал является Mn -астрофиллитом.

В Горноалтайском ареале, по данным И.А. Нечаевой /1973/, главная фаза сложена крупно- и среднезернистыми рибекитовыми гранитами. Состав их: калинастровый полевой шпат 60–80%, кварц 15–40%, щелочной амфибол (Ca -рибекит) 5–12%. Преобладают рибекитовые граниты с содержанием кварца около 30%. В Аскатинском и Майорском массивах наряду с рибекитом присутствуют биотит (иногда до 5%) и единичные выделения астрофиллита и эгирина. Под воздействием поздне-постмагматических процессов граниты главной фазы участками окварцованы, альбитизированы.

В щелочных гранитах главной фазы Хан-Богдинского массива /Коваленко и др., 1971, 1977; Коваленко, 1977; Владыкин и др., 1981/ главный цветной минерал – арфведсонит, реже встречается эгирин. Светлая часть представлена калинастровым полевым шпатом и кварцем, редко встречается позднемагматический альбит.

Калинастровый полевой шпат содержит от 43 до 61% альбитовой молекулы. Для него характерна полная разгомогенизация с образованием пертитовых вростков шахматного альбита, содержащего 1–8% калиевого полевого шпата, заключенных в чистом микроклине ($\Delta = 0,75-1,0$; $2v = -74-84^\circ$). Позднемагматический альбит содержит 3–10% анортитовой молекулы.

Щелочные амфиболы представлены арфведсонитами, реже кальциевыми катафоритами. Состав и формульные коэффициенты их приведены в табл. 9. Характерной особенностью щелочных амфиболов является высокое значение формульных коэффициентов в группе $(A + X)$, превышающее 3. По этому свойству амфиболы Хан-Богдинского массива резко отличаются от амфиболов щелочных гранитов Тлеумбет-Саурского пояса, которые относятся в основном к рибекитам $(A + X) \lesssim 2,5$ и сближаются с арфведсонитами Предчингизского пояса. Вместе с тем щелочные амфиболы гранитов Предчингизского и Южно-Гобийского поясов резко различаются по железистости (см. табл. 3, 6, 9). Щелочные амфиболы Хан-Богдинского массива служат главными концентраторами лития, цинка, олова и фтора.

Поздние дайки и жилы щелочных гранитов и гранит-порфиров выявлены в Кукентайском массиве Предчингизского пояса, Кандыгатайском ареале Тлеумбет-Саурского пояса и в Хан-Богдинском массиве Южно-Гобийского пояса.

В Кукентайском массиве встречены редкие и маломощные жилы темно-зеленых грорудитов и роккалитов. Они имеют, вероятно, метасоматическую природу, так как на выклинивании их отмечаются тончайшие проводники, обогащенные эгирином; состоят они из калинастрового полевого шпата, кварца и темно-зеленого эгирина. Содержание эгирина изменчиво: от 15–20 до 30–35%.

В Тлеумбет-Саурском поясе поздние дайки щелочных гранит-порфиров встречены в северо-восточной части Кандыгатайского ареала. Состав их: микроклин-пертит 55–60%, альбит 10–12%, кварц 26–28%, рибекит 2% ($N_m = 1,698$), астрофиллит 1% ($N_p = 1,694$, $N_m = 1,720$, $N_g = 1,750$, $2v = 86-88^\circ$), знаки эгирин-авгита.

В Хан-Богдинском массиве В.И. Коваленко и А.В. Гореглядом описаны пегматоидные щелочные граниты, пегматиты, экериты, экерит-порфиры, роккалиты, пантеллериты. Они отличаются друг от друга соотношением светлых и темных минералов и структурой. В роккалитах содержание эгирина достигает 40–50%, для пантеллеритов характерна стекловатая основная масса. Состав цветных минералов приведен в табл. 10. Щелочные амфиболы имеют состав арфведсонита, эгирин почти не содержит примеси авгита.

Таблица 9. Химический состав амфиболов щелочных гранитов главной интрузии

Компонент	898	900	1050	1054	1827	1800	1809
SiO ₂	46,50	44,92	48,73	50,08	48,81	49,48	49,03
TiO ₂	1,41	1,81	1,05	1,14	1,65	1,70	1,70
Al ₂ O ₃	1,28	0,80	1,08	0,93	1,92	1,45	1,27
Fe ₂ O ₃	13,67	16,97	16,40	11,32	12,36	8,41	8,10
FeO	16,18	17,56	18,31	20,47	20,29	13,17	25,14
MnO	2,49	1,26	1,77	1,33	1,61	1,50	1,32
MgO	2,52	3,52	0,34	0,36	0,52	0,88	0,20
CaO	3,15	1,91	1,93	0,73	0,55	1,64	1,65
Na ₂ O	8,68	8,18	7,08	8,93	8,91	8,23	7,80
K ₂ O	1,71	1,60	1,84	1,99	1,60	1,93	1,95
Li ₂ O	0,41	0,26	0,32	0,18	0,35	0,15	0,08
H ₂ O	1,04	0,31	0,50	1,34	0,84	1,27	1,06
F	2,30	1,52	1,10	1,18	1,62	1,05	0,70
-O=F	0,97	0,64	0,46	0,50	0,68	0,44	0,29
Σ	100,37	100,08	99,99	99,48	100,35	100,42	99,71

Примечание. Анализы заимствованы из работ /Коваленко и др., 1977; Владыкин и др., 1981/.

Таблица 10. Химический состав арфведсонита и эгирина поздних даек и жил Хан-Богдинского массива /Коваленко и др., 1977/, мас. %

Компонент	Арфведсонит				Эгирин
	1797	856/5	909	1791/10	1
SiO ₂	49,12	50,42	47,12	49,67	51,92
TiO ₂	1,60	0,54	0,91	1,55	2,16
Al ₂ O ₃	1,52	1,45	0,98	1,74	1,45
Fe ₂ O ₃	13,41	16,55	13,54	10,91	27,37
FeO	10,65	16,88	18,98	21,55	2,15
MnO	1,72	1,56	2,31	1,89	0,53
MgO	0,13	0,55	1,76	0,64	0,70
CaO	0,47	0,71	1,85	1,21	1,05
Na ₂ O	8,18	7,12	8,54	7,18	11,88
K ₂ O	1,77	2,32	1,75	1,24	0,15
Li ₂ O	0,26	0,28	0,30	0,21	0,03
H ₂ O	0,94	1,00	1,38	1,24	Не опр.
F ₂	1,25	2,40	1,78	1,40	"
Rb ₂ O		Не определено			0,0004
-O=F ₂	0,52	1,01	0,72	0,59	
Σ	100,50	100,79	100,42	99,84	99,39

Примечание. 1797 - гранит-пегматит; 856/5,909 - экерит; 1791/10 - меланократовый экерит; 1 - амстронитовый экерит.

1801	1804	1811	1825	1824	1826	1820	1821	1808
48,98	48,79	49,14	48,67	49,44	46,71	49,35	47,51	49,59
1,25	1,55	1,25	1,30	1,88	3,30	1,82	2,35	1,92
1,41	1,25	1,31	2,51	1,60	2,11	1,63	2,33	2,21
12,42	9,84	12,19	13,07	12,66	10,01	11,92	8,19	9,41
22,09	24,60	21,19	19,22	17,78	23,89	19,94	23,53	24,60
1,52	1,47	2,11	1,55	1,82	1,61	1,48	1,39	1,95
0,59	0,19	0,31	0,49	1,53	0,38	1,02	2,09	0,38
1,75	1,20	0,68	0,94	1,63	2,12	1,84	3,83	3,50
7,16	7,56	8,37	8,78	8,50	7,29	7,69	6,08	5,03
1,12	1,83	1,97	1,32	1,32	1,10	1,31	0,99	1,00
0,18	0,10	0,30	0,41	0,20	0,18	0,22	0,11	0,19
1,13	1,0	0,91	0,77	1,03	0,94	1,00	1,04	1,54
0,75	1,05	1,30	2,35	1,05	1,12	1,15	0,90	0,75
0,29	0,44	0,55	0,99	0,44	0,47	0,48	0,38	0,31
99,71	99,99	100,48	100,39	100,00	100,29	99,89	99,96	99,76

Петрохимия

Для петрохимической характеристики щелочных пересыщенных пород Казахстано-Монгольской провинции мы располагаем 152 силикатными анализами. Лучше всего охарактеризованы Предчингизский и Тлеумбет-Саурский пояса. По Горноалтайскому ареалу и поясам Юж. Монголии имеются единичные анализы. Выборка оригинальных химических анализов щелочных пород Предчингизского пояса приведена в табл. 11. Полная выборка анализов щелочных пород Тлеумбет-Саурского пояса имеется в монографии П.В. Ермолова и соавторов /1977/. Анализы щелочно-гранитных пород Горноалтайского и Южно-Монгольского ареалов, опубликованные в работах /Нечаева, 1973; Осипов, 1962; Коваленко и др., 1971; Геология МНР, 1973; Дурантэ и др., 1976; Горегляд и др., 1980/ приведены в табл. 12 и 13.

В целом щелочные пересыщенные кремнеземом породы Казахстано-Монгольской провинции могут быть определены как ультракислые, весьма низкоглиноземистые и высокожелезистые образования с агпаитовым уклоном. Максимум частоты встречаемости величины SiO_2 находится в интервале 74-76%. Доля таких пород в сводной выборке составляет около 60% (рис. 15, а), а доля пород с содержанием SiO_2 от 74 до 78% в выборке составляет ~ 75%. В Тлеумбет-Саурском поясе щелочные пересыщенные кремнеземом породы в среднем имеют более высокую кремнекислотность, чем в Предчингизском. По коэффициенту агпаитности (d) выборка анализов щелочно-кислых пород Казахстано-Монгольской провинции ($n = 153$) распределилась следующим образом: $d = 0,9-1,1$ (67%), $d < 0,9$ (12%), $d > 1,1$ (21%). Наименее недосыщенными щелочами оказались комендиты, наиболее пересыщенными - поздние фазы щелочно-гранитных комплексов и особенно поздние фазы Хан-Богдинского массива. Щелочно-гранитные породы Предчин-

Таблица 11. Химический состав щелочных пересыщенных SiO_2 пород кукентайского вулканоплутонического комплекса Предчигизского пояса Восточного Казахстана, мас. %

№ п/п	№ пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.л.п.	P_2O_5	SO_3	Σ	d
Комендиты																
1	3306	73,62	0,37	11,83	2,56	0,51	0,18	0,10	0,28	3,00	6,80	0,32	0,04	Не обн.	99,50	1,04
2	115/15	73,82	0,36	12,13	2,60	0,29	0,20	0,13	0,44	3,04	6,53	0,24	0,03	Не опр.	99,85	0,98
3	115/5	74,00	0,33	12,71	2,51	0,43	0,18	0,10	0,29	5,60	3,28	0,12	0,02	"	99,61	1,0
4	115/4	74,08	0,36	12,38	2,36	0,43	0,18	0,08	0,29	3,87	5,66	0,04	0,03	"	99,81	1,02
5	1867/1	74,20	0,32	12,52	2,41	0,58	0,15	0,19	0,25	3,89	5,25	0,12	0,02	0,02	99,93	0,96
6	3304	74,30	0,40	11,66	2,49	0,71	0,20	0,30	0,21	2,40	6,02	0,34	0,14	Не обн.	99,09	0,90
7	3305	74,54	0,39	10,90	2,18	1,13	0,26	0,30	0,42	2,40	6,90	0,56	0,08	"	99,80	1,04
8	115/7	75,06	0,35	12,38	2,05	0,72	0,18	0,08	0,58	5,25	3,11	0,15	0,04	Не опр.	99,98	0,96
9	115/6	75,88	0,36	11,87	2,51	0,57	0,18	0,10	0,29	4,52	4,04	0,17	0,03	"	100,56	0,99
Субвулканические щелочные гранит-порфиры																
10	52	72,20	0,48	10,87	4,08	0,25	0,12	0,67	0,68	5,30	4,90	0,59	0,03	0,01	100,18	1,03
11	9452	72,45	0,41	13,08	2,32	1,10	0,12	0,67	0,93	4,00	4,75	0,26	0,06	Не обн.	100,32	0,90
12	9465	73,12	0,38	11,00	2,24	0,58	0,21	2,00	0,58	4,70	4,60	0,12	0,03	"	99,01	1,17
13	53	73,42	0,47	11,21	3,03	0,33	0,08	0,37	0,71	4,50	5,00	0,39	0,09	0,01	99,01	1,14
14	3303	73,78	0,37	12,51	1,56	0,79	0,13	0,25	0,42	4,80	5,00	0,43	0,04	Не обн.	99,95	1,06
15	116/13	73,86	0,32	12,67	1,38	0,72	0,13	0,14	0,29	4,69	5,18	0,31	0,02	"	99,78	1,05
16	1892	73,87	0,32	11,92	2,33	0,89	0,14	0,09	0,41	5,01	4,63	0,73	0,03	0,01	100,38	1,11
17	116/7	73,88	0,32	12,93	1,38	0,72	0,16	0,11	0,44	4,56	5,20	0,20	0,01	Не обн.	99,96	1,02
18	117/2	74,06	0,32	11,64	1,47	1,72	0,15	0,19	0,73	4,29	4,60	0,66	0,03	Не опр.	99,98	1,03
19	8899	74,15	0,33	12,0	2,61	0,22	0,07	0,35	0,37	4,70	5,20	0,22	0,02	"	100,24	1,11
20	116/1	74,28	0,32	12,41	1,39	0,57	0,16	0,10	0,29	4,56	4,96	0,77	0,02	"	99,26	1,04
21	56	74,37	0,33	11,19	2,30	0,37	0,15	0,35	1,0	3,90	4,45	0,76	0,05	0,05	99,52	0,97
22	1864/2	74,35	0,36	12,15	2,44	0,57	0,17	-	0,69	4,80	4,58	0,25	0,02	0,01	100,39	1,06
23	3302	74,40	0,35	12,51	1,45	0,67	0,12	0,15	0,49	4,60	4,50	0,55	0,14	Не обн.	99,85	0,99
24	110/11	74,52	0,33	12,67	1,76	0,72	0,14	0,11	0,44	4,60	4,82	0,20	0,02	Не опр.	100,37	1,00
25	120/5	74,60	0,32	12,67	1,54	0,57	0,14	0,12	0,44	4,48	5,11	0,26	0,01	"	100,30	1,01
26	1866/1	74,67	0,33	12,06	2,45	0,42	0,16	0,15	0,33	5,28	4,07	0,32	0,03	0,03	100,28	1,08
27	116/2	74,68	0,32	12,67	1,62	0,57	0,19	0,10	0,29	4,56	4,78	0,17	0,03	Не опр.	100,03	1,00
28	116/10	74,68	0,33	12,66	1,41	0,72	0,13	0,11	0,44	4,55	4,96	0,18	0,01	"	100,23	1,01
29	116/9	74,82	0,32	12,41	1,21	1,00	0,15	0,11	0,29	4,55	4,74	0,41	0,02	Не опр.	100,08	1,01
30	1897	74,83	0,28	12,22	1,57	0,64	0,11	0,11	0,61	5,07	4,67	0,32	0,02	0,02	100,47	1,10

31	116/12	74,94	0,32	12,93	1,31	0,72	0,11	0,10	0,37	4,69	4,92	0,23	0,01	Не опр.	100,08	1,01
32	116/5	75,74	0,32	12,16	1,69	0,57	0,15	0,10	0,44	4,56	4,96	0,15	0,02	"	100,30	1,05
33	1895	75,15	0,30	12,08	1,70	0,57	0,13	0,19	0,27	4,97	4,73	0,16	0,02	0,01	100,28	1,1
34	9451	75,24	0,33	11,06	2,25	0,56	0,09	0,50	0,81	5,00	3,30	0,36	0,03	Не опр.	99,63	1,06
35	1804/1	76,71	0,27	11,50	2,01	0,53	0,10	0,07	0,37	4,97	3,65	0,17	0,02	0,02	100,39	1,05

**Мелко- и среднезернистые эгириновые граниты
Кызылтасский массив**

36	267/2	71,61	0,50	12,33	2,59	1,14	0,23	0,40	0,55	5,29	5,11	0,39	0,04	0,01	99,99	1,15
37	269/1	72,59	0,42	12,25	2,07	1,20	0,12	0,40	0,90	4,31	5,06	0,42	0,08	0,01	99,73	1,01
38	265/1	72,73	0,44	11,57	3,15	0,63	0,25	0,35	0,49	5,18	5,03	0,35	0,04	0,01	100,02	1,20
39	266/1	72,75	0,50	11,24	3,11	0,85	0,21	0,50	0,83	4,83	4,91	0,57	0,05	0,01	99,99	1,17
40	263/1	73,10	0,52	11,83	2,28	1,10	0,21	0,30	0,55	5,40	4,15	0,31	0,09	0,01	99,85	1,13
41	267/1	73,19	0,46	11,49	2,85	0,83	0,19	0,40	0,49	4,71	4,67	0,34	0,04	0,01	99,62	1,11
42	270/1	73,23	0,42	11,83	2,82	0,71	0,16	0,35	0,49	4,96	5,16	0,31	0,04	0,01	100,38	1,17
43	119/3	74,00	0,39	11,05	3,18	1,72	0,19	0,11	0,44	4,31	5,07	0,17	0,02	Не опр.	100,70	1,14
44	119/2	74,72	0,41	11,57	2,10	1,14	0,17	0,15	0,29	4,20	4,72	0,31	0,01	"	99,86	1,03
45	1891/2	74,93	0,30	11,79	1,66	0,64	0,14	0,20	1,03	4,48	4,82	0,45	0,05	0,02	100,26	1,07
46	121/2	75,54	0,27	11,12	2,45	0,29	0,14	0,07	0,73	4,35	4,57	0,36	0,01	Не опр.	99,93	1,08
47	1891	76,12	0,25	11,78	1,66	0,49	0,09	0,03	0,49	4,53	4,62	0,36	0,03	0,01	100,46	1,05
48	1866/2	76,47	0,28	11,42	2,42	0,17	0,13	0,19	0,27	4,37	4,48	0,16	0,02	0,01	100,39	1,06
49	1891/2	76,55	0,21	11,47	1,85	0,46	0,06	0,03	0,22	4,21	4,50	0,21	0,02	0,01	99,80	1,02
50	121/3	76,96	0,26	11,41	1,50	0,14	0,18	0,06	0,44	4,09	4,32	0,19	0,01	"	99,60	1,0

Кукентайский массив

51	1387	72,88	0,55	11,65	2,48	0,62	0,23	0,51	0,38	5,00	4,82	0,27	0,04	Не опр.	99,78	1,11
52	9391	73,84	0,44	9,93	3,34	0,48	0,13	0,65	0,68	4,70	4,60	0,60	0,02	"	99,61	1,30
53	9390	73,98	0,77	10,04	3,05	0,45	0,36	0,72	0,82	4,80	3,60	0,72	0,07	Не опр.	99,58	1,16
54	1884/1	74,87	0,26	11,84	2,45	0,42	0,18	0,23	0,22	4,97	4,63	0,29	0,03	0,01	100,40	1,09
55	124/2	75,06	0,25	11,12	2,63	1,0	0,36	0,09	0,29	4,31	4,42	0,10	0,02	Не опр.	99,69	1,06
56	1879	75,40	0,26	11,25	2,20	0,57	0,16	-	0,27	4,91	4,36	0,36	0,02	0,01	99,77	1,14
57	1883	75,64	0,25	11,31	2,32	0,39	0,16	0,09	0,27	5,01	4,39	0,40	0,02	0,01	100,26	1,15
58	1881	75,67	0,27	11,18	2,37	0,42	0,21	0,09	0,55	4,70	4,74	0,38	0,02	0,06	100,26	1,11
59	123/3	75,74	0,28	10,63	2,52	1,57	0,23	0,08	0,29	4,05	4,57	0,38	0,02	Не опр.	100,46	1,09
60	1882	75,91	0,26	11,18	2,85	0,32	0,20	0,10	0,42	4,36	4,38	0,39	0,02	0,02	100,41	1,07
61	1884/2	75,98	0,25	10,01	3,20	0,67	0,28	-	0,41	4,81	4,07	0,25	0,02	0,01	99,96	1,23
62	9387/1	76,23	0,44	9,78	2,59	0,68	0,23	0,51	0,51	4,30	4,45	0,54	0,03	Не опр.	100,53	1,21

Примечание. Анализы 2-4, 8, 9, 15, 17, 18, 20, 24, 25, 27-29, 31, 32, 36-44, 46, 50, 55, 59 принадлежат П.В. Ермолову, 1, 5-7, 14, 16, 22, 23, 26, 30, 33, 35, 45, 47-49, 54, 56-58, 60, 61 - А.Г. Владимирову, остальные - В.Д. Стеркину.

Таблица 12. Химический состав щелочных гранитов Горноалтайского ареала, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,80	75,02	75,54	74,94	75,41
TiO ₂	0,18	0,12	0,08	0,19	0,11
Al ₂ O ₃	10,08	12,59	12,55	12,35	12,6
Fe ₂ O ₃	2,58	0,72	1,13	1,98	1,57
FeO	2,53	1,57	0,56	0,79	1,0
MnO	0,09	0,10	0,04	0,06	0,06
MgO		Не обнаружено			0,32
CaO	0,37	0,52	0,96	0,33	0,52
Na ₂ O	3,43	4,71	4,31	4,59	4,10
K ₂ O	4,28	5,06	4,47	4,77	4,06
H ₂ O ⁻	0,16	Не обн.	0,12	Не обн.	
H ₂ O ⁺	Не обн.	0,19	0,39	0,1	Не опр.
П.п.п.	0,62				0,35
P ₂ O ₅	0,06	Не обнаружено			0,04
Σ	100,15	100,60	100,15	99,97	100,14
d	1,02	1,05	0,94	1,03	0,89

Примечание. 1 - малые тела Онгудай в Горном Алтае /Нечаева, 1973/; 2 - Аскатинский массив, там же /Нечаева, 1973/; 3-5 - Малоголоушинский массив в Рудном Алтае /Осипов, 1962/.

d - коэффициент аглаитности.

гизского и Тлеумбет-Саурского поясов с сопоставимым числом анализов имеют различное распределение d: породы Предчингизского пояса оказались более щелочными по сравнению с породами Тлеумбет-Саурского (см. рис. 15, б). Это находит отражение и в различиях минерального состава: в первых главный цветной минерал - эгирин (Na₂O=13%), во вторых - рибекит и арфведсонит (Na₂O=5-8%).

Содержание натрия и калия в щелочных пересыщенных породах провинции примерно одинаково. Комендиты и субвулканические гранит-порфиры Предчингизского пояса имеют высокую дисперсию в содержаниях натрия (2,4-5,6%) и калия (3,11-6,8%) при относительной устойчивости содержаний других петрогенных элементов. Причина подобного разброса, по-видимому, связана с процессами ликвации, приводящими к фракционированию полевого шпата (см. табл. 4) и дифференциации вещества в эффузивных и субвулканических породах на уровне становления. В более глубинных щелочных гранитах такой дифференциации не отмечается. Возможны два варианта объяснения этого явления: ликвация, отражающая метастабильное состояние расплава, свойственна эффузивным и субвулканическим образованиям, становление которых происходит в условиях резкого градиента T и P; ликвация свойственна и более глубинным образованиям, но там она затушевывается последующими позднепостмагматическими процессами.

Таблица 13. Химический состав щелочных пересыщенных SiO_2 пород Южной Монголии /Горегляд и др., 1980; Дурантэ и др., 1976; Коваленко и др., 1971; Геология МНР, 1973/, мас. %

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	Al	Σ
Комендиты															
Хан-Богдинский ареал															
4048а	72,48	0,51	11,78	2,30	0,71		0,05	0,20	0,22	3,81	5,49	0,05	1,08	0,96	98,68
XB4020а	73,90	0,29	11,57	2,49	1,26		0,07	0,24	0,22	4,14	4,83	0,03	0,45	1,02	99,49
XB1426/6	75,21	0,18	10,75	1,22	1,69		0,04	0,05	0,52	4,15	4,36	0,10	0,48	1,08	98,75
Ноян-Сомонский ареал															
H-4122	74,32	0,36	9,82			6,52	0,14	0,26	0,47	4,49	3,27	-	0,11	1,12	99,76
H-4123	73,28	0,36	9,26			6,30	0,17	0,12	0,34	4,42	4,30	Неопр.	0,14	1,27	98,69
H-4135/1	72,64	0,46	9,92			7,08	0,20	0,20	0,47	4,17	4,50	'	0,11	1,20	99,75
Щелочные граниты Хан-Богдинского массива															
XB 898	74,11	0,04	9,51	2,90	2,01		0,12	0,04	0,41	5,45	4,94	0,02	0,46	1,49	100,01
XB 910	76,18	0,04	9,34	3,12	0,93		0,13	0,04	0,26	4,66	4,96	0,03	0,56	1,41	100,25
Жильные граниты и гнорудиты, оттуда же															
9	71,22	0,60	10,30	2,10	4,15		0,06	0,24	1,01	4,80	4,86	0,07	Необн.	1,26	99,41
10	74,09	0,30	11,35	1,96	2,05		0,41	0,01	0,22	5,01	4,60	0,04	0,32	1,17	99,36
11	70,83	0,34	11,27	3,23	2,66		0,65	0,11	0,56	4,60	3,92	0,06	1,42	1,03	99,65
XB1426/7	75,82	0,18	10,98	1,82	0,61		0,02	0,02	0,25	4,43	4,52	0,14	0,23	1,10	99,02
XB603/6а	74,67	0,02	8,66	3,02	2,44		0,12	-	0,33	5,04	5,24	0,13	0,74	1,60	100,41
XB908	70,73	0,22	9,93	4,79	1,22		-	0,1	0,66	6,64	5,71	0,03	0,54	1,72	100,57

Примечание. В случае, если в анализах не приведены Fe_2O_3 и FeO , дается ΣFeO .

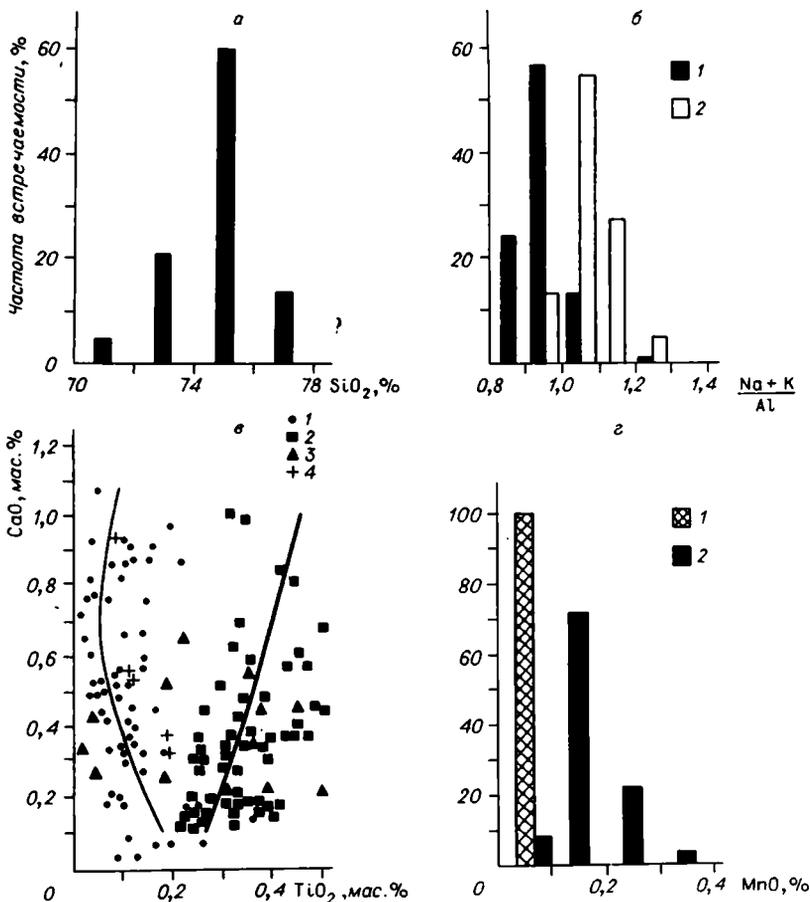


Рис. 15. Распределение SiO_2 (а), коэффициента албитности (б), CaO , TiO_2 (в) и MnO (г) в щелочных пересыщенных породах Казахстано-Монгольской провинции.

а - сводная диаграмма; б: 1, 2 - Тлеумбет-Саурский ($n=72$) (1) и Предчингизский ($n=62$) (2) пояса Восточного Казахстана; в: 1, 2 - Тлеумбет-Саурский (1) и Предчингизский (2) пояса, 3 - щелочные породы Юж. Монголии, 4 - Алтайский ареал; г: 1, 2 - Тлеумбет-Саурский (1) и Предчингизский (2) пояса.

Заметные различия в составе обнаруживают щелочно-гранитные породы Предчингизского и Тлеумбет-Саурского поясов. Первые выделяются повышенной щелочностью, титанистостью и марганцовистостью (см. рис. 15, б-г), что отражает, вероятно, резкую специфику субстрата. К породам Тлеумбет-Саурского пояса ближе всего стоят щелочные граниты Горноалтайского ареала. Щелочно-гранитные породы Южной Монголии занимают на этих диаграммах неопределенную позицию.

Геохимия

Геохимическая специфика щелочно-гранитных пород Казахстано-Монгольской провинции состоит в заметном обогащении их Zr , Hf , Nb и резком

обеднении Ba и Sr (табл. 14), что отличает эти породы от известково-щелочных гранитоидов.

По данным корреляционного анализа в щелочных гранитоидах выделяются две ассоциации редких и рассеянных элементов, в каждой из которых элементы тесно взаимосвязаны (табл. 15). К одной из них принадлежат типично сидерофильные элементы - Co и Fe, а также Sc, который ведет себя здесь как сидерофильный элемент. Высокой степенью положительной корреляции с этими элементами и между собой обладают Ba, Sr, Eu. Входящие в эту ассоциацию Na и K обнаруживают наибольшую силу связи с Eu. С этой же группой элементов довольно тесно связаны La и Ce.

Вторую ассоциацию составляют только литофильные элементы: Nb, Ta, Li, Rb, F, Th, Hf, Sm, Tb, Yb, Lu, Y с высокими в подавляющем большинстве случаев положительными значениями коэффициентов парной корреляции.

Поведение скандия и типичного сидерофила кобальта в щелочных гранитоидах представляет особый интерес. Оба элемента характерны для основных пород, где их кларк составляет соответственно 24 и 45 г/т. В кислых породах содержание Sc (3 г/т) и Co (5 г/т) в 8-9 раз ниже по сравнению с породами основного состава и приблизительно в 3 раза ниже их кларка для земной коры.

В щелочных гранитах Казахстано-Монгольской провинции содержание Sc резко варьирует: от 0,2 г/т в Кандыгатайском рое даек Тлеумбет-Саурского пояса до 14 г/т в субвулканических щелочных гранит-порфирах массива Кишкине-Кукентай (Баканасская вулканоплутоническая структура Предчингизского пояса). В целом наиболее высокие содержания Sc в щелочных гранитоидах Баканасской структуры. Для них пределы колебаний содержания этого элемента составляют 6,1-14 г/т (среднее содержание - 9,2 г/т). Это более чем в 3 раза превышает его кларк в гранитоидах. В щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса и Горноалтайского ареала Sc, как правило, намного меньше, чем значения его кларка в кислых породах.

Имеет место положительная корреляционная связь Sc и Co ($r=0,67$); Co, как и Sc, сильно варьирует по содержанию в щелочных гранитах Казахстано-Монгольской провинции, от значений ниже кларковых для кислых пород в 6 раз (0,24 г/т) до величин выше кларковых в 1,5 раза (2,2 г/т). Подавляющее большинство щелочных гранитов Тлеумбет-Саурского пояса и Горного Алтая содержит Co в небольшом количестве (0,24-0,60, среднее - 0,41 г/т). Относительно более высокие содержания его отмечаются в щелочных гранитах Баканасской вулканоплутонической структуры Предчингизского пояса (0,5-2,2 г/т, среднее - 1,1 г/т). Наиболее высокие содержания Co, так же как и Sc, в субвулканических щелочных гранит-порфирах массива Кишкине-Кукентай. Существует также положительная корреляционная связь Sc и Co с Fe, La и Ce. Объясняется это близостью Sc по ряду констант к Fe^{2+} , TR^{3+} , Ca^{2+} и обуславливает рассеяние Sc в темноцветных породообразующих минералах (пироксенах, амфиболах), в редкоземельных и содержащих редкие земли минералах. В породах с наиболее высоким содержанием Sc относительно повышено содержание Co и Fe. По-видимому, Sc вместе с Co, Fe и Ca содержится в щелочных гранитах преимущественно в составе темноцветных минералов.

Все эти элементы характерны для базальтового магматизма и по отношению к породам щелочно-гранитного состава их можно считать ксеногенными.

Как уже указывалось, тесно взаимосвязанными со Sc, Fe, Co оказываются Ba, Sr, Eu. Стронций, как и названные выше элементы, более характерен для основных пород, где его кларк составляет 440 г/т, в то

Таблица 14. Содержание натрия, калия, фтора (мас. %), редких и рассеянных элементов

№ пробы	Массив	Породы	Na	K	Li	Rb	Cs	F	La	Ce
Горноалтайский ареал										
6/н68	Аскатинский	Рибекитовые	3,10	3,80	41	160	3,5	0,09	26	69
19/н68		граниты	3,06	3,37	43	150	4,0	0,05	34	78
29/н68	Елиновский		3,02	3,73	3,2	110	1,8	0,03	31	71
32/н68			2,93	3,86	18	120	1,8	0,001	13	52
81/н68	Майорский		2,72	3,37	7	160	0,9	0,04	53	120
Тлеумбет-Саурский пояс										
1325	Акбик	Эгирин-рибекитовые граниты	2,58	3,26	94	140	1,0	0,17	71	110
1326			2,90	3,70	74	140	0,9	0,17	46	72
1327			2,58	3,26	54	130	1,2	0,18	54	86
1295	Керегетас	То же	3,28	3,68	82	110	0,9	0,15	52	96
1297			3,28	3,55	71	150	1,5	0,16	48	98
1298			3,15	3,55	81	130	0,6	0,18	35	71
1211	Болектас	Рибекитовые граниты	2,90	3,51	30	96	0,6	0,04	61	110
1213			2,97	3,88	53	110	0,4	0,04	53	110
1215			2,83	3,61	36	96	0,4	0,12	59	130
1203	Кандыгтай		3,03	3,50	85	170	5,8	0,14	76	140
1204			3,35	3,95	67	150	3,2	0,23	56	120
1205			2,97	3,24	67	140	2,2	0,21	41	81
1256	Ийсор		3,22	3,95	74	160	1,1	0,23	45	93
1257			3,22	2,71	55	100	1,3	0,07	24	53
1258			3,00	3,60	84	190	1,3	0,10	31	72
1253	Верхнеэспинский	Эгирин-рибекитовые граниты	3,10	2,96	190	350	3,6	0,14	89	210
1254			3,37	3,34	250	380	2,6	0,23	74	190
1255			3,56	2,96	220	400	2,8	0,24	56	160
Бакадасская вулканоплутоническая структура Предчингизского Кукентайский комплекс										
1558	Койматас	Комендиаты	1,77	5,47	17	140	2,0	0,07	54	140
1559			4,07	2,05	8	50	0,4	0,03	30	110
1553	Кишкине-Кукентай	Эгириновые гранитпорфиры	4,25	4,95	14	69	1,5	0,07	65	130
1557	Даулет	То же	2,96	3,92	31	160	1,3	0,12	56	90
1545	Сиректас	Эгириновые граниты	4,30	4,93	43	110	0,6	0,13	81	170
1542			3,43	3,85	71	140	1,3	0,15	68	140
1544	Сиректас	То же	3,18	3,66	50	130	0,9	0,12	75	150
1550			3,13	3,73	36	130	1,0	0,05	53	110
1546			4,05	3,69	46	100	0,3	0,09	84	170
1547			4,37	2,82	53	70	0,7	0,08	83	170
1563	Улькен-Кукентай		3,38	3,74	62	140	1,2	0,10	55	120
1564			2,93	3,67	36	140	1,5	0,09	46	79
Южная Монголия										
	Хан-Богдинский /Владыкин и др., 1981/	Арфедсонит-эгириновые граниты главной фазы (среднее по массиву)	3,5	3,6	75	180		0,144	64	138

Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	PЗЭ	Y	Eu/Eu*	Ta	Nb	Zr	Hf	Sc	Co
----	----	----	----	----	-----	---	--------	----	----	----	----	----	----

Горноалтайский ареал

7,6	0,68	1,11	8,1	1,2	114	40	0,31	1,0	10	380	12	0,8	0,46
8,7	0,63	1,30	9,0	1,1	133	40	0,25	0,7	10	280	10	0,7	0,25
7,6	0,79	1,5	6,8	1,0	120	50	0,32	0,8	10	320	10	0,6	0,56
5,6	0,54	0,73	4,6	0,97	77	30	0,36	0,6	10	360	10	1,2	0,28
12	0,52	1,6	9,2	1,4	198	50	0,15	1,3	20	350	11	3,0	0,46

Тлеумбет-Саурский пояс

4	0,35	0,48	7,3	1,2	194	30	0,32	4,0	90	450	21	6,2	0,54
2,4	0,34	0,34	5,3	0,82	127	30	0,49	2,0	60	240	11	4,5	0,54
4,9	0,39	0,57	5,8	0,91	153	30	0,30	2,1	50	220	12	3,5	0,37
13	0,33	2,2	8,9	1,8	174	120	0,08	2,9	70	650	25	0,4	0,46
19	0,51	3,3	8,7	1,1	179	90	0,09	2,4	50	400	16	0,2	0,28
11	0,27	1,6	9,2	1,3	129	50	0,08	4,6	80	550	27	0,3	0,24
15	0,94	2,0	7,2	0,95	197	30	0,22	2,2	70	330	12	2,7	0,41
13	0,86	1,7	5,4	0,77	185	40	0,24	1,9	50	280	9	3,0	0,41
14	0,85	1,6	6,3	0,86	213	40	0,22	1,4	50	330	11	3,3	0,60
21	0,064	3,6	18	2,2	261	100	0,01	5,0	100	920	29	0,3	0,48
18	0,058	3,3	16	2,2	216	130	0,01	3,2	60	610	25	0,2	0,31
15	0,038	2,7	12	1,7	153	110	0,008	2,7	60	490	16	0,2	0,50
15	0,16	2,8	13	1,8	171	100	0,03	3,0	60	380	15	0,6	0,45
7,1	0,053	0,99	8,8	1,4	95	50	0,03	2,4	70	490	19	0,8	0,36
14	0,12	1,9	12	1,9	133	90	0,03	3,2	70	580	20	1,3	0,46
55	0,60	9,5	15	1,9	381	170	0,03	5,7	110	760	31	0,9	0,34
49	0,45	10	34	4,0	361	410	0,03	6,9	130	620	31	0,8	0,34
39	0,37	7,4	18	1,9	283	260	0,03	2,2	60	300	17	0,6	0,46

пояса

13	0,48	1,8	12	1,9	223	140	0,13	2,1	50	1200	24	7,4	0,6
12	0,50	2,3	10	1,6	166	120	0,13	2,3	50	1100	26	7,5	0,8
12	3,2	1,2	4,8	0,62	217	30	1,03	0,6	20	340	8,4	14	2,2
13	0,57	2,0	8,4	1,1	171	70	0,15	1,4	30	580	16	6,1	1,5
14	2,0	1,7	7,9	1,3	278	60	0,53	1,3	30	660	18	11	0,5
14	1,4	1,8	11	1,7	238	90	0,36	2,2	40	1100	29	10	1,4
14	1,4	1,9	13	1,8	257	100	0,35	2,2	40	1100	31	11	1,1
10	1,1	1,9	11	1,6	189	80	0,34	2,0	40	1000	27	7,4	1,4
16	1,6	2,0	8	1,2	283	70	0,36	1,3	30	700	18	11	0,8
15	1,5	1,6	12	1,9	285	90	0,37	1,5	40	830	22	12	0,8
15	0,73	2,0	11	1,9	206	100	0,17	3,2	60	1200	29	8	0,7
10	0,65	1,6	9,8	1,6	149	80	0,22	2,7	40	980	26	7,8	0,6

Южная Монголия

№ пробы	Массив	Породы	V	Th	Ba	Sr	Zr/Hf	La/Yb	Na/K	Nb/Ta
Горноалтайский ареал										
6/н68	Аскатин-	Рибекитовые	5,8	17	150	5	32	3,2	0,82	10
19/н68	ский	граниты	4,4	13	150	5	28	3,8	0,91	14
29/н68	Елинов-		4,0	12	210	5	32	4,6	0,81	12
32/н68	ский		1,0	12	270	5	36	2,8	0,76	17
81/н68	Майорский		4,5	17	38	5	32	5,8	0,81	15
Тлеумбет-Саурский пояс										
1325	Акбик	Эгири-рибе-	7,9	25	5	5	21	9,7	0,79	22
1326		китовые гра-	6,4	14	10	5	26	8,7	0,78	30
1327		ниты	<4,0	18	20	5	18	9,3	0,79	24
1295	Керегетас		4,1	14	30	5	26	5,8	0,89	24
1297			<4,0	11	20	5	25	5,5	0,92	21
1298			<3,0	13	10	5	20	3,8	0,89	17
1211	Болектас	Рибекитовые	<4,0	13	30	5	27	8,5	0,83	32
1213		граниты	4,9	12	20	5	31	9,8	0,76	26
1215			<4,0	13	30	5	30	9,4	0,78	36
1203	Кандыга-		6,5	19	5	5	32	4,2	0,87	20
1204	тай		5,2	20	5	5	24	3,5	0,85	19
1205			<4,0	13	5	5	31	3,4	0,92	22
1256	Ийсор		5,8	11	20	5	25	3,5	0,81	20
1257			4,7	16	5	5	26	2,7	1,19	29
1258			<3,0	9,4	5	5	29	2,6	0,83	22
1253	Верхне-	Эгири-ри-	11,0	31	40	5	24	5,9	1,05	19
1254	эспинокий	бекитовые	11,0	20	20	5	20	2,2	1,01	19
1255		граниты	<4,0	14	10	5	18	3,1	1,20	27
Баканасская вулcano-плутоническая структура Предчингизского пояса Кукентайский комплекс										
1558	Койматас	Коменджиты	15	15	6	5	50	4,5	0,32	24
1559			24	13	10	5	42	3,0	1,98	22
1553	Кишкине-	Эгириновые	<3							
	Кукентай	гранитпор-	<3	4	1500	190	40	13,5	0,86	33
		ффы	<3	9,3	3	5	36	6,7	0,75	21
1557	Даулет		<3	9,9	60	5	37	10,2	0,87	23
1545	Сиректас	Эгириновые	<3	11	29	5	38	6,2	0,89	18
1542		граниты	<3	17	20	5	35	5,8	0,87	18
1544	Сиректас	То же	<3	12	25	5	37	4,8	0,84	20
1550			<3	8,6	40	5	39	10,5	1,10	23
1546			<3	13	18	5	38	6,9	1,55	27
1547			4,1	17	9	5	41	5,0	0,90	19
1563	Улькен-		5	9,8	8	5	38	4,7	0,80	15
1564	Кукентай									
Южная Монголия										
	Хан-Богдин-	Арфведсонит-								
	ский /Влады-	эгириновые								
	кин и др.,	граниты главной								
	1981/	фазы (среднее								
		по массиву)								

Таблица 15. Значения коэффициентов парной линейной корреляции между редкими элементами и элементами-примесями в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского, Предчиргизского поясов и Горноалтайского ареала (общая выборка - 46 ан.)

	Co	Fe	Ba	Sr	Na	K	Eu	Zr	Hf	TR	La-Ce	Sm-Tb	Yb-Lu	Y	Nb	Ta	Li	Rb	F	Th	
Sc	<u>0,67*</u>	<u>0,57</u>	<u>0,49</u>	<u>0,51</u>	<u>0,50</u>	<u>0,39</u>	<u>0,81</u>	<u>0,30</u>	0,14	<u>0,38</u>	<u>0,51</u>	-0,16	-0,23	-0,19	<u>-0,38</u>	<u>-0,37</u>	<u>-0,37</u>	<u>-0,43</u>	-0,12	<u>-0,37</u>	
Co		<u>0,61</u>	<u>0,66</u>	<u>0,82</u>	<u>0,39</u>	<u>0,38</u>	<u>0,70</u>	<u>0,54</u>	-0,06	0,26	<u>0,35</u>	-0,11	-0,21	-0,19	<u>-0,37</u>	<u>-0,34</u>	<u>-0,35</u>	-0,27	0,13	<u>-0,35</u>	
Fe			<u>0,46</u>	<u>0,54</u>	<u>0,43</u>	<u>0,33</u>	<u>0,57</u>	<u>0,39</u>	<u>0,40</u>	<u>0,53</u>	<u>0,56</u>	0,22	0,21	0,16	-0,16	-0,05	-0,09	-0,08	0,14	-0,23	
Ba				<u>0,89</u>	<u>0,46</u>	<u>0,47</u>	<u>0,77</u>	0,21	-0,26	0,15	0,22	-0,05	-0,25	-0,21	<u>-0,37</u>	<u>-0,36</u>	-0,27	-0,24	0,00	<u>-0,34</u>	
Sr					<u>0,39</u>	<u>0,39</u>	<u>0,73</u>	<u>0,57</u>	-0,16	0,25	<u>0,32</u>	-0,02	-0,19	-0,16	-0,27	-0,27	-0,25	-0,23	0,14	<u>-0,29</u>	
Na						0,06	<u>0,63</u>	0,05	0,08	<u>0,39</u>	<u>0,42</u>	0,18	0,04	0,07	-0,20	-0,18	-0,01	-0,16	0,10	<u>-0,32</u>	
K							<u>0,51</u>	0,04	-0,16	0,13	0,21	-0,17	-0,21	-0,19	<u>-0,35</u>	<u>-0,30</u>	<u>-0,35</u>	-0,22	0,06	<u>-0,35</u>	
Eu								<u>0,29</u>	-0,06	<u>0,45</u>	<u>0,55</u>	0,00	-0,23	-0,19	<u>-0,44</u>	<u>-0,43</u>	<u>-0,31</u>	<u>-0,34</u>	-0,10	<u>-0,42</u>	
Zr									0,15	0,25	<u>0,29</u>	0,06	0,06	0,04	-0,06	-0,02	-0,12	-0,12	0,05	-0,08	
Hf										<u>0,50</u>	<u>0,44</u>	<u>0,47</u>	<u>0,63</u>	<u>0,56</u>	<u>0,57</u>	<u>0,68</u>	<u>0,45</u>	0,24	0,19	<u>0,30</u>	
TR											<u>0,98</u>	<u>0,76</u>	<u>0,55</u>	<u>0,57</u>	<u>0,36</u>	<u>0,37</u>	<u>0,48</u>	<u>0,37</u>	<u>0,29</u>	0,16	
La-Ce												<u>0,63</u>	<u>0,40</u>	<u>0,42</u>	0,25	0,25	<u>0,33</u>	0,22	0,26	0,10	
Sm-Tb													<u>0,75</u>	<u>0,82</u>	<u>0,57</u>	<u>0,60</u>	<u>0,81</u>	<u>0,74</u>	0,27	<u>0,30</u>	
Yb-Lu														<u>0,92</u>	<u>0,64</u>	<u>0,72</u>	<u>0,75</u>	<u>0,68</u>	<u>0,35</u>	<u>0,31</u>	
Y															<u>0,59</u>	<u>0,63</u>	<u>0,80</u>	<u>0,71</u>	<u>0,33</u>	0,22	
Nb																<u>0,94</u>	<u>0,75</u>	<u>0,51</u>	<u>0,45</u>	<u>0,52</u>	
Ta																	<u>0,74</u>	<u>0,58</u>	<u>0,42</u>	<u>0,55</u>	
Li																		<u>0,85</u>	<u>0,46</u>	<u>0,40</u>	
Rb																			<u>0,45</u>	<u>0,49</u>	
F																					0,28

Примечание. Критическое значение коэффициента корреляции при 5%-ном уровне значимости равно 0,28 ($r_{5\%} = 0,28$). Одна черта - значимая положительная, две - значимая отрицательная корреляция.

время как для кислых – 300 г/т. В щелочных гранитах велика дисперсия содержания Sr. В подавляющем большинстве случаев оно равно 5 г/т, что в 20–60 раз ниже его кларка в гранитах. Исключение представляют субвулканические щелочные гранит–порфиры массива Кишкине–Кукентай, в которых Sr достигает 190 г/т. Это в 2 раза выше кларка Sr в бедных кальцием гранитах /Turekian, Wedepohl, 1961/ и лишь в 2 раза ниже его кларка в основных породах /Виноградов, 1962/.

Как известно, существует тесная корреляционная связь Sr с Ca и в меньшей степени – с K. Большая доля Sr в магматических породах приходится на плагиоклазы (50–60%) и калиевые полевые шпаты (30–40%). При этом основные плагиоклазы, более богатые Ca и более высокотемпературные, содержат больше Sr, чем кислые. Среди калиевых полевых шпатов наиболее высоки содержания Sr, тоже в наиболее ранних, высокотемпературных разностях. При этом содержание Sr в калиевых полевых шпатах находится в прямой зависимости от содержания Ba. Этим и объясняется высокая степень их корреляции в щелочных гранитах. Как и Sc, Co, Fe и Ca, стронций в них – ксеногенный элемент.

Барий, в отличие от Sr, коррелируется главным образом с K, причем коэффициент корреляции K с Ba заметно выше, чем со Sr ($r_{Ba-K}=+0,47$; $r_{Sr-K}=+0,39$). Содержание Ba в щелочных гранитах варьирует очень сильно. Пределы вариаций (исключая массив Кишкине–Кукентай) составляют 5–270 г/т. Даже наиболее высокие значения Ba в 3 раза ниже его кларка в кислых породах основного состава. В субвулканических щелочных гранит–порфирах массива Кишкине–Кукентай Ba присутствует в максимальном количестве (1500 г/т), в 2 раза превышающем его кларк в гранитах и соответствующем лишь кларку в сиенитах /Turekian, Wedepohl, 1961/. Может быть, такое высокое содержание Ba здесь связано с фракционированием ортоклаза. Как указывалось на с. 26, в субвулканическом теле щелочных гранит–порфиров Баканасской структуры имеют место отщепления ортофирового состава. Объем подобных отщеплений на отдельных участках достигает 20–25%.

В подавляющем большинстве рассматриваемых щелочных гранитов низки значения европия, они в 2–10 раз меньше по сравнению с его кларком в известково–щелочных гранитоидах. Исключение составляют щелочные граниты Баканасской вулканолутонической структуры, в которых Eu содержится в кларковых и близкларковых для гранитов количествах. Наиболее высокое его содержание (3,2 г/т) отмечается в щелочных гранит–порфирах массива Кишкине–Кукентай. Оно близко кларку Eu в сиенитах /Turekian, Wedepohl, 1961/.

Поведение Eu в магматических породах определяется тем, что в отличие от большинства РЗЭ он может находиться в расплаве в двух валентных состояниях (Eu^{2+} и Eu^{3+}). Кристаллохимические и химические свойства Eu^{2+} отличаются от свойств остальных РЗЭ. Это обуславливает возможность избирательного фракционирования Eu, в частности, наиболее высокие коэффициенты распределения его отмечаются для калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Тесная геохимическая связь Eu в щелочных гранитах с K, Na, Ba и Sr позволяет рассматривать фракционирование ортоклаза как одну из возможных причин высокого содержания Eu в щелочных гранит–порфирах массива Кишкине–Кукентай. Наряду с этим существует еще много факторов, обуславливающих величину относительной концентрации Eu; они будут рассмотрены ниже.

Цирконий – один из характерных редких элементов щелочных гранитоидов. Содержания его варьируют в больших пределах, от близкларковых для

кислых пород до превышающих кларк в 6 раз. Из числа щелочных гранитоидов Казахстано-Монгольской провинции наиболее высоки концентрации циркония в гранитах Монголии и Баканасской вулканоплутонической структуры Предчингизского пояса Казахстана. Максимальные содержания этого элемента отмечаются в пантеллеритах (6733 г/т) и щелочных гранитах (3167 г/т) Хан-Богдинского массива Монголии. В щелочных гранитах Баканасской вулканоплутонической структуры количество Zr варьирует от 340 до 1200 г/т, причем минимальное содержание его (340 г/т) имеет место в субвулканических щелочных гранит-порфирах массива Кишкине-Кукентай. Такого же порядка содержания Zr отмечаются в щелочных гранитах Горно-алтайского ареала (280-380 г/т). Диапазон содержаний Zr в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса довольно большой: от значений, близких кларковым в гранитах, до величин, превышающих кларк более чем в 4 раза (220-920 г/т). Известно, что в темноцветных минералах щелочных гранитов концентрации Zr повышены, но тем не менее в них заключено не более 10% всего элемента, имеющегося в породе. Большая его часть связана с цирконом /Тугаринов, Коваленко, 1973; и др./. Данные корреляционного анализа по щелочным гранитам Казахстана и Горного Алтая свидетельствуют о том же (см. табл. 15).

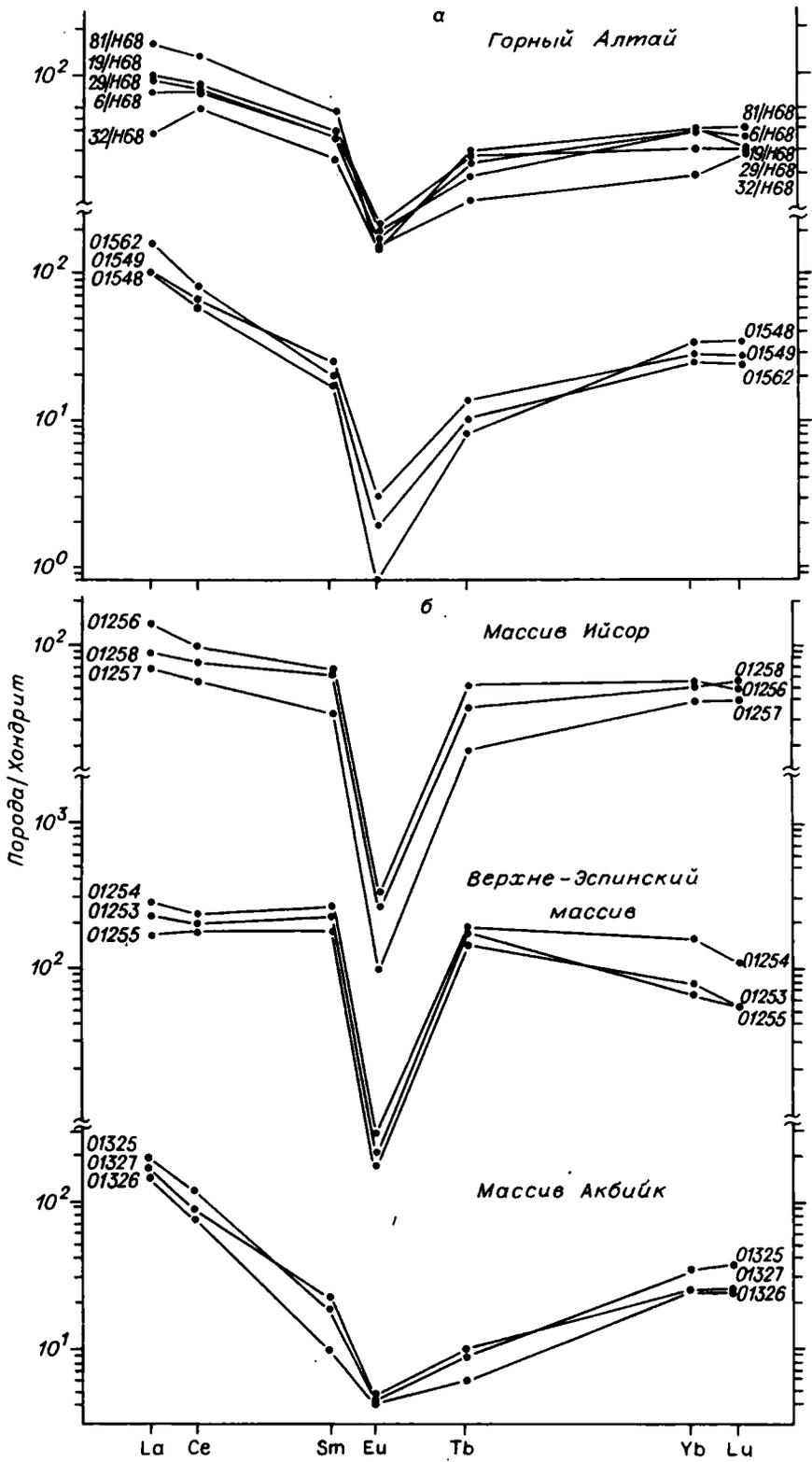
Гафний наряду с цирконием - индикаторный элемент щелочных гранитов. Диапазон его вариаций большой (8-75 г/т). Даже минимальные содержания Hf в них превышают кларковые для известково-щелочных гранитов от 2,5 до 10 раз. Что же касается максимальных концентраций Hf в щелочно-гранитных породах Монголии (пантеллериты - 148 г/т, щелочные граниты Хан-Богдинского массива - 75 г/т), то они превышают кларк по Виноградову соответственно в 148 и 75 раз, а кларк по Турекьяну и Ведеполлю для бедных кальцием гранитов - в 37 и 19 раз.

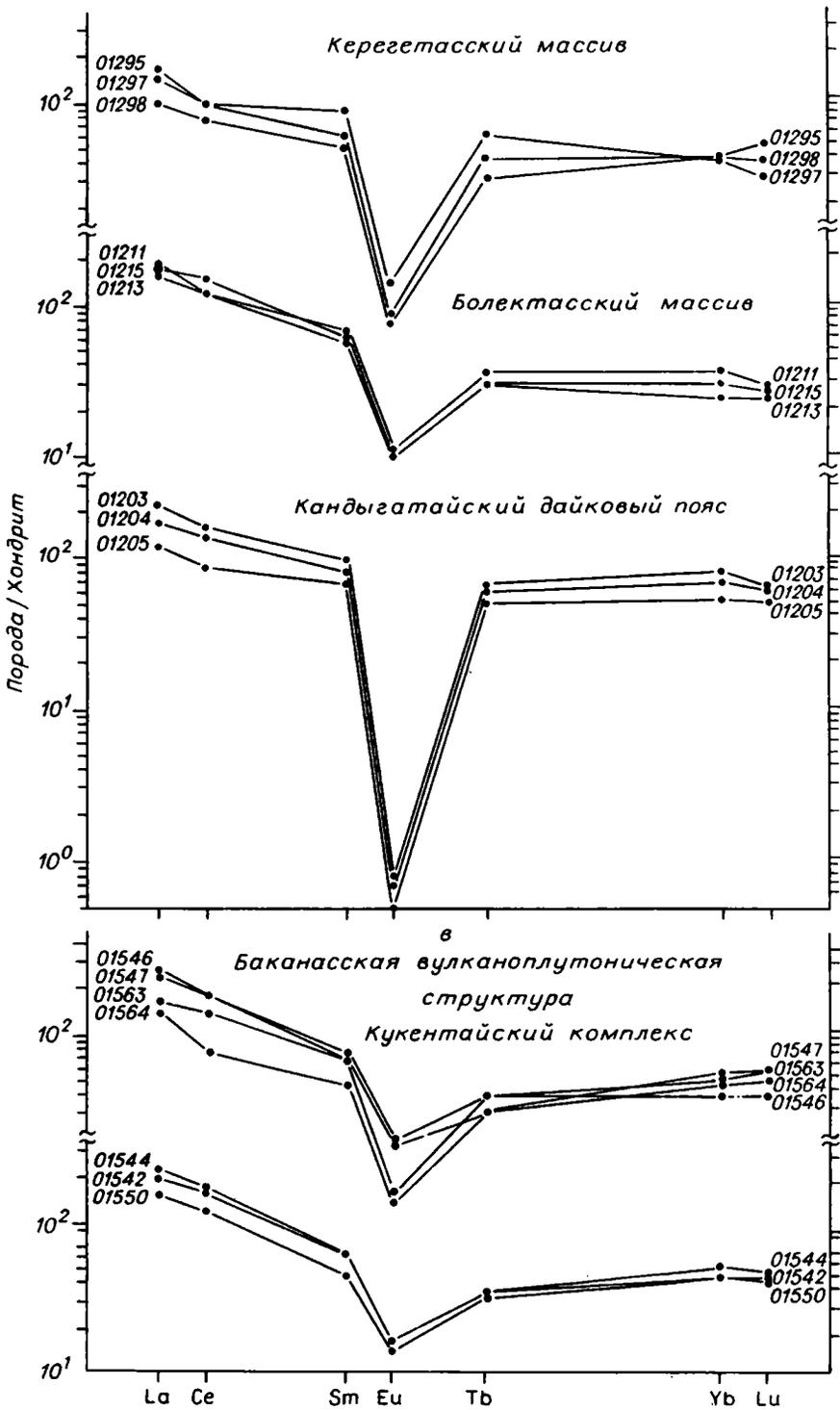
В щелочных гранитоидах Казахстана и Горного Алтая содержания Hf варьируют от 8,4 до 31 г/т, составляя в среднем 19 г/т. При этом в щелочных гранитах Предчингизского пояса интервал граничных содержаний Hf сдвинут в область более высоких значений и в среднем составляет 23 г/т. В Тлеумбет-Саурском поясе и Горном Алтае в большинстве щелочных гранитов $Hf < 20$ г/т, среднее содержание его - 17 г/т.

Одной из отличительных геохимических черт щелочных гранитов Казахстано-Монгольской провинции является пониженное по отношению к кларковому отношению Zr/Hf . Оно отвечает интервалу величин 18-41 и в среднем равно 32, в то время как наиболее низкое для известково-щелочных гранитоидов значение составляет 45 г/т (по данным Турекьяна и Ведеполля для бедных кальцием гранитов). Для богатых кальцием гранитоидов оно еще выше: 61.

Следует отметить, что отношение Zr/Hf в щелочных гранитах Баканасской вулканоплутонической структуры близко Zr/Hf отношению, характерному для примитивной мантии. В щелочных гранитах Горного Алтая значения Zr/Hf тоже довольно близки мантийным. Заметно, более низки они в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса. Это может быть обусловлено более тесной связью Zr с летучими, в частности с F, большей способностью его к комплексообразованию и большей устойчивостью комплексных соединений Zr; что приводит к увеличению относительной подвижности Zr по сравнению с Hf /Тугаринов и др., 1956/.

Редкоземельные элементы. В табл. 14 приведены только оригинальные данные, касающиеся содержания РЗЭ в пересыщенных кремнеземом щелочных породах Казахстана и Горного Алтая. Наряду с ними в выборку редкоземельных составов щелочных гранитоидов Казахстано-Монгольской





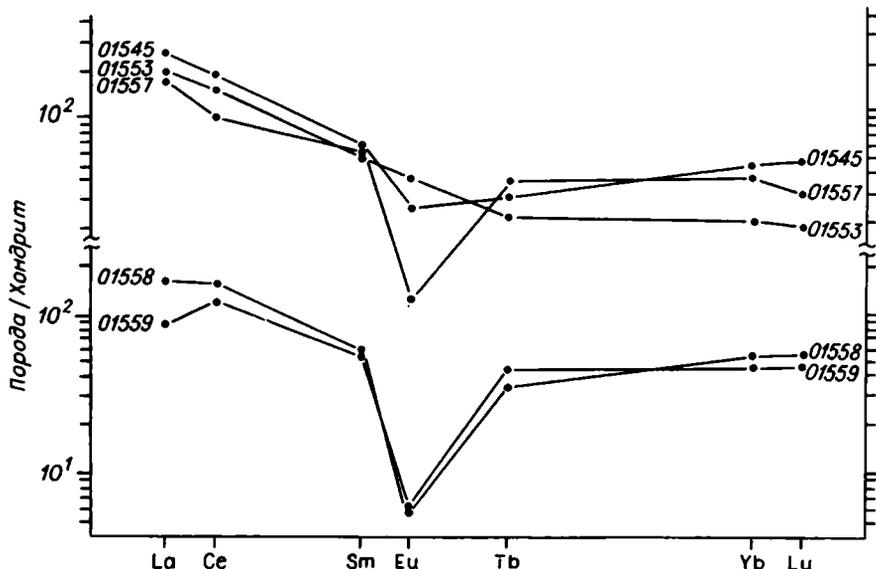


Рис. 16. Распределения РЗЭ в щелочных гранитах Горного Алтая (а), Тлеумбет-Саурского пояса (б) и кукентайского комплекса Предчингизского пояса Восточного Казахстана (в) (привязка проб в табл. 14).

провинции вошли также средние составы РЗЭ щелочных гранитов Монголии /Владыкин и др., 1981/.

Все кривые имеют четко выраженный европиевый минимум, за исключением субвулканических щелочных гранит-порфиров массива Кишкине-Кукентай, в котором отношение Eu/Eu^* тождественно хондритовому и составляет 1,03 (рис. 16, а-в). Величина относительной концентрации Eu может быть обусловлена рядом факторов. Во-первых, дефицит Eu многие исследователи рассматривают как свидетельство образования пород в результате фракционирования плагиоклаза. Точно так же он может быть обусловлен и фракционированием калиевого полевого шпата. Высокая степень корреляции Eu в щелочных гранитах с K , Na , Ba и Sr не противоречит этому. Как уже указывалось, отсутствие дефицита европия в щелочных гранит-порфирах массива Кишкине-Кукентай может быть связано с фракционированием ортоклаза, которое имело место в субвулканическом теле щелочных гранит-порфиров. Кроме того, относительная концентрация Eu может зависеть и от условий щелочности – кислотности при кристаллизации пород.

Поскольку максимальные абсолютные и относительные содержания цериевых РЗЭ, как правило, отмечаются в породах щелочного состава, то состав редких земель можно использовать в качестве косвенного признака условий кислотности – щелочности формирования пород. Данные корреляционного анализа свидетельствуют о высокой степени положительной связи Eu/Eu^* с относительным содержанием $La+Ce$ ($r = +0,65$). В то же время известно, что отношение Eu/Eu^* , близкое хондритовому, присуще породам, генезис которых так или иначе связан с мантийным источником.

Чем больше дефицит Eu , тем выше относительное содержание тяжелых лантаноидов. Коэффициент корреляции Eu/Eu^* с относительным содержанием $Yb+Lu$ равен 0,63. Наибольшим дефицитом Eu характеризуются двуполевошпатовые разновидности щелочных гранитов, кристаллизация которых

Таблица 16. Индикаторные РЗЭ и их отношения в разных генетических типах щелочных гранитоидов

Порода	Eu/Eu^*	La/Yb	$La+Ce$ г/т	$\frac{La+Ce}{\Sigma \text{РЗЭ}} \cdot 100\%$	$Yb+Lu$ г/т	$\frac{Yb+Lu}{\Sigma \text{РЗЭ}} \cdot 100\%$
Моношпатовые субвулканические гранит-порфиры массива Кишкине-Кукентай	1,03	13,5	195	90	5,42	3
Двуполевошпатовые щелочные граниты Верхнеэспинского массива	0,03	3,3	260	76	24,6	7
Существенно альбитовые разности щелочных гранитов Верхнеэспинского массива /Минеев, 1968/	0,08	0,5	237	53	114,0	26

происходила, по-видимому, в низкотемпературных субсольвусных условиях из расплавов повышенной кислотности, а также щелочные граниты, в которых в той или иной степени проявлены процессы послемагматического метасоматоза. Они оказываются относительно обогащенными тяжелыми лантаноидами и Y и соответственно обеднены легкими РЗЭ и Eu. В качестве примера можно привести моношпатовые субвулканические гранит-порфиры Баканасской структуры, двуполевошпатовые граниты Верхнеэспинского массива и их существенно альбитовые разности (табл. 16). Как видим, у щелочных гранитов Верхнеэспинского массива более низкие величины Eu/Eu^* , La/Yb , относительное содержание $La+Ce$ и более высокие абсолютные и относительные содержания тяжелых лантаноидов.

Если не принимать во внимание европейский минимум, все кривые редкоземельного состава в щелочных гранитах имеют сходную форму. Они относительно слабо изогнуты с более пологим, по сравнению с известково-щелочными гранитами, положительным наклоном левых крыльев и еще более пологим, близким к горизонтальному, отрицательным наклоном правых. Такая форма кривых свидетельствует о повышенном содержании в гранитах тяжелых РЗЭ и лантаноидов промежуточной подгруппы.

Вместе с тем некоторое разнообразие форм нормативных кривых свидетельствует о существовании более тонких различий редкоземельного состава щелочных гранитоидов. Как будет показано ниже, они выявляются по соотношениям как отдельных РЗЭ, так и их групп.

Известно, что при большом сходстве химических и кристаллохимических свойств лантаноидов в ряду их происходит постепенное и непрерывное нарастание различий. Поскольку не существует строго фиксированных химических и кристаллохимических границ в ряду РЗЭ, то выделение их подгрупп в достаточной мере условно и в каждом конкретном случае должно проводиться на основе данных корреляционного анализа.

Таблица 17. Значения коэффициентов парной корреляции между РЗЭ в щелочных гранитах Казахстана и Горного Алтая

Элемент	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
La	+0,89*	+0,44	+0,58	+0,32	+0,25	+0,20
Ce		+0,67	+0,52	+0,56	+0,46	+0,40
Sm			-0,03	+0,98	+0,77	+0,66
Eu				-0,16	-0,24	-0,28
Tb					+0,82	+0,71
Yb						+0,95

* $r_{5\%} = 0,28$, $n = 46$.

Расчет коэффициентов корреляции между содержаниями РЗЭ в щелочных гранитоидах Казахстано-Монгольской провинции выявил существование положительных связей между всеми лантаноидами, за исключением Eu, который положительно коррелируется только с La и Ce (табл. 17).

Вместе с тем существенные различия в силе корреляционной связи между отдельными РЗЭ позволяют группировать их по-разному. По максимальным величинам парной корреляции ($r = +0,89$; $+0,98$; $+0,95$) можно выделить соответственно три группы лантаноидов: La-Ce, Sm-Tb, Yb-Lu. Они отвечают наиболее распространенной химической и кристаллохимической систематике РЗЭ, предусматривающей выделение среди них трех подгрупп: La-Nd, Sm-Ho, Er-Lu. В то же время наличие более сильных корреляционных связей между всеми лантаноидами, начиная с Sm, чем между каждым из них с La и Ce, свидетельствует о том, что в щелочных гранитоидах промежуточные лантаноиды (Sm-Tb) целиком примыкают к тяжелым (Yb-Lu), образуя совместно с ними группу "иттриевых" РЗЭ в противовес "цериевой" (La-Ce).

Положение фигуративных точек на тройной диаграмме (рис. 17) отображает самые общие черты состава РЗЭ. Чтобы избежать подавляющего влияния Ce, относительная концентрация которого составляет более 50% от суммы семи рассматриваемых РЗЭ, при построении диаграммы в качестве представителя лантановой подгруппы был взят только La, а скандиевой и промежуточной подгрупп - соответственно Yb и Sm. Последние являются "четными", более распространенными элементами, чем Lu и Yb, содержание которых определяется с большей точностью. Принимая во внимание высокую степень корреляции La, Sm и Yb соответственно с Ce, Tb и Lu, эта диаграмма с полным основанием позволяет судить о вариациях в содержании трех выделенных нами подгрупп РЗЭ.

Все фигуративные точки группируются в поле диаграммы внизу слева от линии "1/2 суммы (La+Ce)", что свидетельствует о существенной роли этих элементов в редкоземельном составе щелочных гранитов. В то же время по сравнению со щелочно-земельными подавляющее большинство щелочных гранитоидов характеризуется более иттриевым составом редких земель. Диапазон вариации редкоземельного состава пересыщенных щелочных пород довольно значительный. Наиболее четко они различаются по относительному содержанию легких и тяжелых лантаноидов и в меньшей мере - по РЗЭ промежуточной подгруппы.

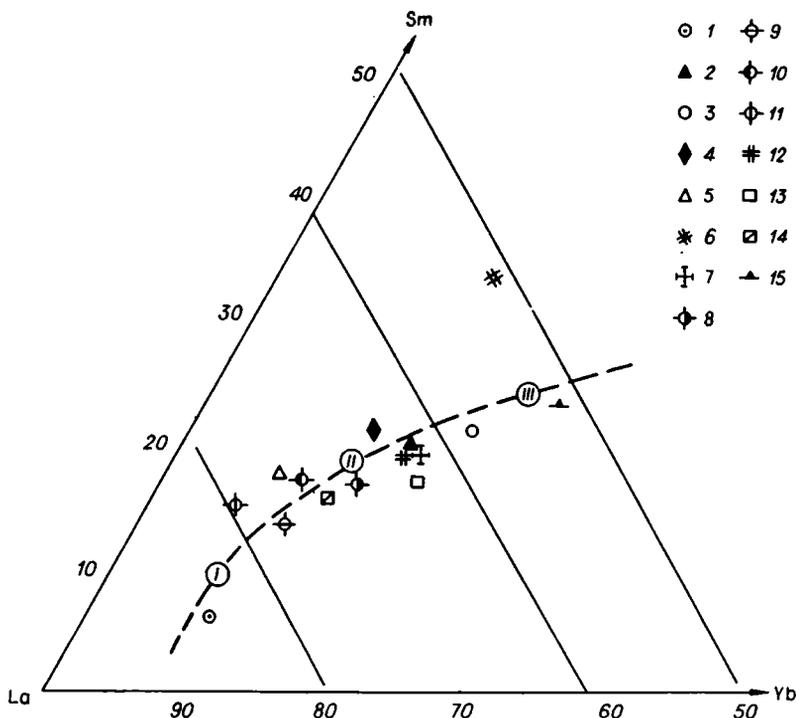


Рис. 17. Редкоземельный состав щелочных гранитоидов Казахстано-Монгольской провинции (среднее по массивам).

1-6 - Тлеумбет-Саурский пояс, массивы: 1 - Ийсор, 2 - Кандыгатайский рой даек, 3 - Акбиик, 4 - Керегетас, 5 - Болектас, 6 - Верхнеэспинский; 7-11 - Баканасская вулканоплутоническая структура Предчингизского пояса: 7 - комендиты, 8-11 щелочные граниты и гранит-порфиры массивов Улькен-Кукентай (8), Сиректас (9), Даулет (10), Киликине-Кукентай (11); 12-14 - щелочные граниты Горного Алтая, массивы Елиновский (12), Аскастинский (13), Майорский (14); 15 - Хан-Богдинский массив Южной Монголии /Владыкин и др., 1981/.

Римскими цифрами обозначены поля редкоземельных составов щелочных гранитоидов: I - наиболее цериевые, II - промежуточные, III - наиболее иттриевые.

К числу наиболее цериевых (см. рис. 16, поле I) относятся щелочные граниты массива Акбиик Тлеумбет-Саурского пояса. Относительная концентрация легких лантаноидов в них повышена, в основном за счет пониженного содержания тяжелых РЗЭ (Yb-Lu).

Следующую группу (см. рис. 16, поле II) составляют щелочные гранитоиды с относительно менее цериевым составом; главным образом за счет повышенного содержания тяжелых лантаноидов. К ним относятся гранитоиды Тлеумбет-Саурского пояса Восточного Казахстана (массивы Болектас, Керегетас, Кандыгатайский рой даек и малых тел), Предчингизского пояса Восточного Казахстана (щелочные граниты Баканасской вулканоплутонической структуры, массив Улькен-Кукентай), Горного Алтая (Майорский, Елиновский, Аскастинский массивы).

К третьей группе (см. рис. 16, поле III) принадлежат щелочные гра-

нитриды с повышенным содержанием тяжелых РЗЭ и лантаноидов промежуточной подгруппы при соответственно пониженной концентрации легких РЗЭ. Это граниты массивов Ийсор и Верхнеэспинского Тлеумбет-Саурского пояса Восточного Казахстана и щелочные граниты Хан-Богдинского массива Монголии.

В первых двух группах повышены значения La/Yb : 3,5–13,5. В щелочных гранитах третьей подгруппы величины La/Yb минимальны: 2,9–3,3.

Имеет место положительная корреляционная связь лантаноидов скандиевой и промежуточной подгрупп с F и Li ($r_{(Sm-Tb)-F} = 0,27$;

$r_{(Yb-Lu)-F} = 0,35$; $r_{(Yb-Lu)-Li} = 0,75$; $r_{(Sm-Tb)-Li} = 0,81$).

Абсолютные содержания РЗЭ варьируют от значений, почти в 2 раза ниже кларковых для кислых пород (95 г/т), до величин, вдвое превышающих кларк (381 г/т). Относительно более высоки содержания РЗЭ в большинстве щелочных гранитоидов Баканасской вулканолутоонической структуры. Количество редких земель в них либо близко кларковому, либо превышает его до 1,5 раз. Среднее содержание в них РЗЭ составляет 202 г/т. Такого же порядка содержания отмечаются в Хан-Богдинском массиве Монголии и в отдельных массивах Тлеумбет-Саурского пояса Казахстана. В одном из них, Верхнеэспинском, содержание РЗЭ максимальное, в 2 раза выше кларковых (342 г/т). В большинстве массивов этого пояса и Горного Алтая РЗЭ содержатся в количестве близкларковом либо ниже кларка.

Иттрий в пересыщенных кремнеземом щелочных породах имеет высокую степень положительной корреляции с Sm ($r = 0,83$), Tb ($r = 0,88$), Yb ($r = 0,92$), Lu ($r = 0,88$) и в меньшей мере связан с Ce ($r = 0,50$). С лантаном связь отсутствует. Судя по приведенным цифрам, в наибольшей мере Y связан с лантаноидами скандиевой подгруппы, о чем еще более четко свидетельствуют коэффициенты корреляции Y с $(La+Ce)$, $(Sm+Tb)$, $(Yb+Lu)$, которые составляют соответственно +0,42; +0,82; +0,92. Этот факт говорит о том, что соотношение РЗЭ с Y в щелочно-гранитных породах определяется не только кристаллохимическими особенностями минералов, обуславливающими прямую корреляционную связь с Y РЗЭ промежуточной подгруппы. Высокая степень положительной корреляционной связи этого элемента с РЗЭ скандиевой подгруппы $(Yb+Lu)$, очевидно, определяется другими факторами, в частности кислотностью – щелочностью среды минералообразования. Доказательством этому может служить отрицательная корреляционная связь Y с отношением La/Yb ($r = -0,44$) и положительная его корреляция с F ($r = 0,33$) и Li ($r = 0,80$), что указывает на образование щелочных гранитов, относительно обогащенных Y и тяжелыми РЗЭ, в условиях относительно повышенной кислотности из расплавов, обогащенных F и Li.

Содержание Y заметно варьирует: от 30 до 410 г/т. Наиболее низкое, близкларковое его количество отмечается в массивах Болектас, Акбиик и Кишкине-Кукентай. Близки к ним по этому показателю щелочные граниты Горного Алтая. Наиболее высокие его концентрации отмечаются в Верхнеэспинском массиве – 410 г/т, что в 13 раз превышает кларк Y в известково-щелочных гранитоидах.

Характерной геохимической чертой большинства щелочных гранитов Казахстано-Монгольской провинции является повышенное содержание ниобия. Оно в 1,5–6,5 раза выше кларка и составляет в среднем 45 г/т. Наиболее высокие концентрации Nb отмечаются в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса (в среднем 72 г/т). В Верхнеэспинском массиве Nb достигает 110–130 г/т, что в 3–6,5 раза выше его кларка. В близкларковом количестве

и ниже кларка Nb присутствует в щелочных гранитах Горного Алтая (среднее содержание 13 г/т), Дашибалбарском массиве Монголии и массиве Кишкине-Кукентай Предчингизского пояса. В щелочных гранитах последнего по сравнению с гранитами Тлеумбет-Саурского пояса более низкие содержания Nb (в среднем 34 г/т).

Тантал, в отличие от ниобия, в большинстве щелочных гранитов присутствует в количестве ниже кларкового для известково-щелочных гранитоидов. Среднее его содержание в щелочных гранитах Казахстана-Монгольской провинции - 2,4 г/т. Минимальны содержания Ta, в 3-7 раз меньше его кларка, в щелочных гранитах Горного Алтая (0,6-1,3 г/т), массива Кишкине-Кукентай Предчингизского пояса (0,6 г/т) и Дашибалбарского массива Монголии (1,4 г/т). Максимальные величины отмечаются в Верхнеэспинском массиве Тлеумбет-Саурского пояса (5,7-6,9 г/т) и в Хан-Богдинском массиве Монголии (6,6 г/т).

Имеет место высокая степень корреляции Ta и Nb ($r = +0,94$) и положительная корреляционная связь их обоих с большинством литофильных элементов: R3Э скандиевой и промежуточной подгрупп, Y, Hf, Li, Rb, F, Th (см. табл. 15). При этом наибольшие содержания Nb и Ta, как правило, отмечаются в щелочных гранитах с отношением $Nb/K > 1$ (Верхнеэспинский массив). Это согласуется с известной закономерной связью высоких концентраций Nb и Ta в щелочных гранитах с их альбитизированными разностями, обогащенными F. Существует мнение о геохимической связи Nb и Ta со щелочами и галлоидами и совместном их переносе в форме двойных фторидов Nb и Ta со щелочами /Беус и др., 1962; Герасимовский, Карпушина, 1967; и др./ . Подобное предположение вполне отвечает имеющимся в нашем распоряжении данным по распределению Nb и Ta в щелочно-гранитных породах.

Одна из специфических геохимических черт пересыщенных кремнеземом щелочных пород - повышенное значение отношения Nb/Ta. Оно варьирует от 6,6 до 36 и в среднем составляет 19. Средняя величина данного отношения для известково-щелочных гранитоидов СССР - 14 /Знаменский, 1964/. Значительные вариации величин Nb/Ta свидетельствуют о том, что поведение этих элементов различно, несмотря на их геохимическое родство.

Различное поведение Nb и Ta в значительной мере, по-видимому, обусловлено участием флюидной фазы в процессе формирования щелочных гранитов. С одной стороны, Nb в большей степени, чем Ta, обладает способностью к комплексообразованию и тесной связью с летучими, что обуславливает преимущественную концентрацию Nb в связи с возрастанием флюидной фазы. С другой стороны, увеличение ее в процессе эволюции щелочно-гранитного расплава сопровождается повышением его кислотности, что, в свою очередь, повышает активность более кислотных компонентов по сравнению с менее кислотными, в частности Nb по сравнению с Ta.

Следует подчеркнуть, что величина Nb/Ta отношения не коррелируется ни с содержанием Nb и Ta, ни со степенью альбитизации пород. Так, при одном и том же Nb/Ta отношении, равном 12, содержание Nb и Ta в слабо альбитизированных щелочных гранитах Аскатинского массива Горного Алтая составляет соответственно 10 и 0,8 г/т, а в существенно альбитовых гранитах массива Лиру (Нигерия) - 1750 и 150 г/т. В то же время в существенно альбитовых щелочных гранитах с близким Nb/Ta отношением содержания этих элементов тоже могут различаться. В качестве примера можно привести те же граниты массива Лиру и существенно альбитовые разности щелочных гранитов Верхнеэспинского массива Тлеумбет-Саурского пояса Казахстана. В последних содержание Nb и Ta, хотя и выше кларкового во много раз, но по сравнению со щелочными гранитами массива Лиру ниже приблизительно в 5 раз. Приведенные факты свидетельствуют о том, что ме-

тасоматические процессы, и в том числе процессы альбитизации, сами по себе не определяют появления повышенных концентраций Ta и Nb. Необходимой предпосылкой образования высоких концентраций Ta и Nb, по-видимому, является изначальное обогащение щелочно-гранитной магмы этими элементами, обусловленное их привнесом на стадии формирования расплава и последующей его кристаллизации.

Рубидий. Содержание Rb в щелочных гранитах Казахстано-Монгольской провинции варьирует от 50 до 400 г/т. В подавляющем большинстве случаев оно ниже кларка Rb в известково-щелочных гранитоидах, и в том числе в бедных кальцием гранитах (Виноградов, 1962; Turekian, Wedepohl, 1961, и отвечает интервалу содержаний от 50 до 190 г/т. При этом в щелочно-гранитных породах Предчингизского пояса содержание Rb ниже, чем в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса и Горно-Алтайского ареала. В среднем оно составляет 115 г/т при минимальном в субвулканических щелочных гранит-порфирах (69 г/т) и в одной из проб коменцитов (50 г/т) Баканасской вулканоплутонической структуры. Среднее содержание Rb в щелочных гранитах Горного Алтая и Тлеумбет-Саурского пояса Казахстана составляет 164 г/т. В наибольшем количестве Rb присутствует в щелочных гранитах Верхнеэспинского массива (350-400 г/т). В альбитизированных разностях этого же массива содержание его еще более высокое - 720 г/т.

Несмотря на близость кристаллохимических свойств Rb и K, корреляция их в щелочных гранитах отсутствует. В то же время отмечается высокая степень положительной корреляции Rb с Li, PЗЭ промежуточной и скандиевой подгрупп, Y, Ta, Nb, Th, F (рис. 18; см. табл. 15). В частности, наиболее обогащены этими элементами, в том числе и Rb, оказываются рибекитовые граниты Верхнеэспинского массива и особенно их альбитовые разности. В них же минимальны содержания Sc и Co - элементов, относящихся к числу индикаторных для основных пород. Обратные соотношения между группой литофильных элементов и сидерофильного Co вместе со Sc наблюдаются в субвулканических щелочных гранит-порфирах массива Кишкине-Кукентай. Имеет место отрицательная корреляционная связь Sc с Rb ($r = -0,43$) в пересыщенных кремнеземом щелочных породах, и не только с Rb, но и другими литофильными элементами - Nb, Ta, Li, Th. Подобное поведение указанных выше элементов удовлетворительно объясняется лишь с позиции гранитизации базитового субстрата, сопровождающейся привнесом литофильных компонентов и выносом элементов, характерных для основных пород, в том числе Co, Fe, Sc.

Литий, так же как и рубидий, распределен в щелочных гранитоидах Казахстано-Монгольской провинции крайне неравномерно. Содержание его варьирует от 7 до 250 г/т. При этом в подавляющем большинстве щелочных гранитов Тлеумбет-Саурского пояса и в Хан-Богдинском массиве Монголии он содержится в количестве, превышающем кларк в 1,5-2 раза (Владыкин и др., 1981). Среднее содержание его здесь 88 г/т. Более высокие количества этого элемента (190-250 г/т) отмечаются в Верхнеэспинском массиве. В щелочных гранитах Горного Алтая, в Дашибалбарском массиве Монголии и в большинстве щелочно-гранитных пород Баканасской вулканоплутонической структуры Li присутствует либо в кларковых количествах, либо в количестве вдвое и более ниже кларкового. Среднее содержание Li в этих гранитах 25 г/т. К числу гранитов с наиболее низким его содержанием относятся, в частности, субвулканические щелочные гранит-порфиры массива Кишкине-Кукентай в Баканасской структуре (14 г/т).

По химическим свойствам Li близок Na, K, Rb и Cs, а по кристаллохимическим, главным образом по размеру ионного радиуса, он ближе

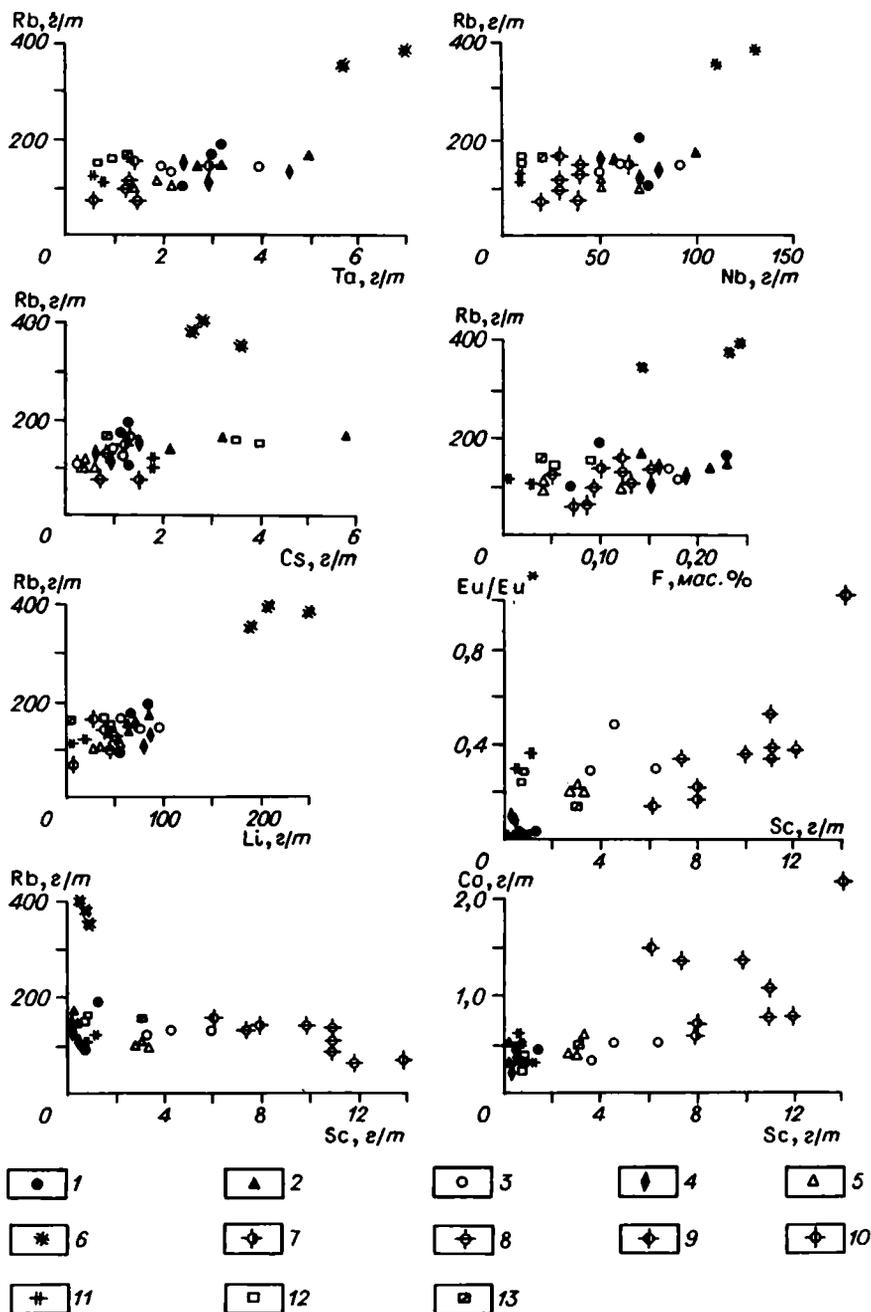


Рис. 18. Распределение редких и рассеянных элементов в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского и Предцингизского поясов Казахстана и Горноалтаевского ареала.

Массивы: 1 - Ийсор, 2 - Кандыгатайский рой габек, 3 - Акбник, 4 - Керегетас, 5 - Болектас, 6 - Верхнеэспинский, 7 - Улькен-Кукентай, 8 - Сиректас, 9 - Даулет, 10 - Кишкине-Кукентай, 11 - Елиновский, 12 - Аскатинский, 13 - Майорский.

всего к Mg, Fe²⁺, Al, а из щелочных металлов - к Na. Возможности изоморфных замещений этих элементов обуславливают вхождение Li в темнокветные минералы, преимущественно в слюды и в меньшей степени - в амфиболы и пироксены. В щелочных гранитах главным минералом-концентратом и носителем Li является щелочной амфибол, на долю которого приходится от 50 до 100% всего Li /Коваленко и др., 1977/.

Литий в щелочных гранитах в наибольшей мере коррелируется с Rb ($r = +0,85$), Y ($r = +0,80$), с PЗЭ промежуточной ($r = +0,81$) и скандиевой ($r = +0,75$) подгрупп, Nb ($r = +0,75$), Ta ($r = +0,74$) и в меньшей степени с Hf ($r = +0,45$), F ($r = +0,46$) и Th ($r = +0,40$). Имеет место слабая отрицательная корреляционная связь Li со Sc, Co и K (см. табл. 15).

Высокая степень связи Li с Rb в щелочных гранитах свидетельствует о том, что поведение его, так же как и поведение Rb, определяется не только кристаллохимическим фактором.

Фтор, как и большинство литофильных элементов, распределен в щелочных гранитоидах Казахстана-Монгольской провинции крайне неравномерно, содержания его колеблется от 0,03 до 0,24 мас.%. Наибольшие вариации его значений отмечаются в щелочных гранитоидах Тлеумбет-Саурского пояса (0,04-0,24 мас.%). При этом в большинстве случаев количество F превышает кларковое в известково-щелочных гранитах в 1,5-3 раза. Среднее его содержание почти в 2 раза выше кларка и составляет 0,15 мас.%. Устойчиво низки содержания F, в основном ниже кларковых, в щелочных гранитах Горного Алтая (0,01-0,09). В среднем F в них 0,04 мас.%. Это в 2 раза ниже кларкового в гранитоидах и соответствует кларку F в основных породах. В щелочных гранитах Предчингизского пояса содержание этого элемента варьирует от значений, более чем в 2 раза ниже кларковых в гранитоидах, близких его кларку в основных породах, до величин, почти в 2 раза превышающих кларк в кислых породах (0,03-0,15 мас.%). Среднее содержание в них F близко кларковому и составляет 0,09 мас.%.

Уран и торий. В большинстве щелочно-гранитных массивов Казахстана-Монгольской провинции содержание U несколько повышено по сравнению с его кларком в известково-щелочных гранитах, от 1,5 до 2,5 раза. Исключение составляют щелочные граниты Баканасской вулканоплутонической структуры, часть которых содержит в 2 раза меньше U по сравнению с кларком.

Содержание Th в подавляющем большинстве щелочно-гранитных массивов, за исключением Верхнеэспинского, ниже кларкового. Соответственно отношение U/Th, как правило, несколько завышено по сравнению с отношением кларковых величин этих элементов в известково-щелочных гранитоидах. Повышенное отношение U/Th, так же как и Nb/Ta, очевидно, объясняется более тесной связью U с летучими, и в частности с F, и повышением активности U как более кислотного компонента в расплавах, обогащенных F.

Итак, характерной геохимической чертой изученных нами щелочных гранитоидов является присутствие в них двух антагонистических ассоциаций редких и рассеянных элементов. К одной из них принадлежат элементы, специфичные для базальтового магматизма - Co, Fe, Sc, Sr, к другой - литофильные элементы, в большей мере присущие гранитоидам (Li, Rb, Cs, F, Th) и породам щелочного ряда - Hf, Zr, PЗЭ, Nb, Ta, U. Содержание всех элементов варьирует в широких пределах. При этом отмечается отрицательная корреляционная связь элементов, принадлежащих разным ассоциациям. Базальтоидные и ассоциирующие с ними элементы в наименьшем количестве, во много раз ниже кларкового для известково-щелочных гранитоидов, присутствуют в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса и Горного

Алтая. Минимальное их содержание отмечается в Верхнеэспинском массиве. В щелочных гранитах Баканасской вулканоплутонической структуры их содержание повышено в 1,5 раза по сравнению с кларковым в гранитоидах. В массиве Кишкине–Кукентай базальтоидные элементы присутствуют в максимальном количестве. Уровень содержания некоторых из них вполне сопоставим с их кларками в базальтах.

Обратная картина наблюдается в отношении распределения наиболее гранитофильных элементов, таких как Li, Rb, Cs. В щелочных гранитах Баканасской структуры их содержание понижено. При этом в минимальном количестве, в 3–4 раза ниже кларкового, они присутствуют в массиве Кишкине–Кукентай. Напротив, в щелочных гранитах Тлеумбет–Саурского пояса содержание редких щелочных металлов более высокое, приближающееся к кларковому для кислых пород. В Верхнеэспинском массиве они максимальны и превышают кларковые величины от 1,5 до 8 раз.

Несмотря на близость кристаллохимических свойств Rb и K в изученных щелочных гранитах отсутствует корреляционная связь этих элементов. В то же время имеет место высокая степень положительной корреляции Rb с другими литофильными и летучими компонентами – Li, Nb, Ta, Y, PЗЭ, Th, F. Это является показателем их автономности по отношению к петрогенным компонентам в процессе формирования щелочно–гранитных магм.

Подобное поведение редких и рассеянных элементов удовлетворительно объясняется с позиции модели щелочной гранитизации базитового субстрата, сопровождающейся привнесением литофильных компонентов и выносом базальтофильных. Тесная связь редких литофильных компонентов с летучими, в частности с фтором, вероятно, свидетельствует об их совместном переносе в форме фторидных соединений.

Присутствующие в ряде случаев в повышенном количестве базальтоидные элементы ксеногенны по отношению к щелочным гранитоидам и, вероятно, представляют собой реликтовую ассоциацию элементов, унаследованных от базитового субстрата. В наибольшей мере сохранили реликтовые признаки исходного базитового субстрата щелочные гранит–порфиры массива Кишкине–Кукентай Баканасской вулканоплутонической структуры. В них максимальны содержания Sc, Co, Fe, Sr. Относительная концентрация Eu в этих гранит–порфирах соответствует хондритовой, что свойственно мантийным породам. В то же время содержание большинства гранитофильных элементов, таких как Rb, Li, Nb, Ta, Y, минимально, F – ниже кларка для известково–щелочных гранитоидов. Все это позволяет высказать предположение, что исходная магма субвулканических гранит–порфиров массива Кишкине–Кукентай, очевидно ввиду обедненности летучими и быстрого застывания в условиях гипабиссального уровня глубинности, оказалась в наименьшей степени измененной процессами метамагматической дебазификации в понимании Д.С. Коржинского. Моношпатовый состав гранит–порфиров при высоком содержании альбита в калинатровом полевоом шпате свидетельствует о кристаллизации этих гранит–порфиров при температуре выше сольвуса.

Что касается остальных изученных нами щелочных гранитоидов, то судя по наличию в них двух минеральных парагенезисов (высокотемпературного, в состав которого входит гомогенный калинатровый полевоый шпат с существенной ролью натриевой фазы, и низкотемпературного, включающего микроклин и альбит), их кристаллизация происходила в значительном температурном интервале в условиях, переходных из области гиперсольвуса к субсольвусу при возрастающей роли летучих компонентов в остаточном расплаве. В силу этого они, по-видимому, претерпели более существенные метамагматические преобразования под действием "трансмагматических" флюидов. Эти граниты в той или иной степени обогащены F, редкими литофильными элементами, обед-

нены Ва и особенно базальтофильными и ассоциирующими с ними элементами. В наибольшей степени обогащены редкими гранитофильными элементами, в том числе и F, щелочные граниты Верхнеэспинского массива Глеумбет-Саурского пояса. В них же минимальны содержания базальтофильных элементов. Двуполевошпатовый состав этих гранитов свидетельствует об их кристаллизации в субсолидусной области из относительно низкотемпературных расплавов, обогащенных летучими. В силу этого они, очевидно, претерпели наибольшие изменения под действием процессов метамагматической гранитизации, чем, по-видимому, и обусловлено появление в них повышенных концентраций редких литофильных элементов. Гранитизирующие флюиды, вероятно, имели ювенильный характер, о чем свидетельствует, в частности, мантйное или близкое к нему отношение Zr и Hf при их повышенном содержании в щелочных гранитах.

Об участии мантйных флюидов в формировании щелочно-гранитных пород свидетельствует также их редкоземельный состав при повышенной концентрации редких земель. По сравнению со щелочно-земельными гранитами у щелочных гранитов более иттриевый состав редких земель и относительная обогащенность РЗЭ промежуточной подгруппы, что присуще породам мантйного происхождения, в частности геосинклинальным базальтам и континентальным толеитам. Относительная обогащенность РЗЭ промежуточной подгруппы – наиболее характерная и устойчивая геохимическая черта щелочно-гранитных пород. Что касается легких и тяжелых лантаноидов, то диапазон вариации их содержаний в щелочных гранитоидах довольно значительный. Распределение и содержания их и Y в существенной мере обусловлены, с одной стороны, редкоземельным составом гранитизирующих флюидов, с другой стороны, кислотностью – щелочностью среды минералообразования. Наибольшие абсолютные и относительные содержания тяжелых лантаноидов имеют место в щелочных гранитах Верхнеэспинского массива, что, очевидно, связано с формированием в субсолидусных условиях из расплавов, обогащенных летучими и характеризующихся повышенной кислотностью. С последней связано возрастание активности всех более кислотных компонентов, что выражается в преимущественной концентрации тяжелых РЗЭ и Y в сравнении с периевыми РЗЭ; Nb и U в сравнении с Ta и Th и соответственно в повышенных величинах отношений Nb/Ta и U/Th, а также в развитии процессов альбитизации.

Таким образом, геохимический состав щелочных гранитоидов Казахстано-Монгольского пояса обусловлен в основном тремя факторами:

составом исходного субстрата, который в значительной мере был, по-видимому, базитовым;

составом гранитизирующих флюидов мантйного происхождения, в той или иной мере обогащенных редкими литофильными элементами;

условиями кристаллизации (температурным интервалом, кислотностью – щелочностью среды минералообразования).

Наибольшие концентрации редких литофильных элементов отмечаются в двуполевошпатовых щелочных гранитах, кристаллизация которых проходила в низкотемпературных субсолидусных условиях из расплавов, обогащенных летучими. Они претерпели наибольшие изменения в процессе метамагматической гранитизации, с чем, очевидно, связано отсутствие в них реликтовых химических признаков базитового субстрата. В меньшей степени обогащены редкими элементами оказываются щелочные граниты, кристаллизовавшиеся в условиях, переходных из области гиперсолидуса к субсолидусу, в которых альбит присутствует лишь в низкотемпературном субсолидусном минеральном парагенезисе. К ним принадлежит большинство изученных нами щелочных гранитоидов. Наименьшие концентрации редких литофильных элементов

имеют место в гиперсольвусных моношпатовых субвулканических гранит-порфирах с наиболее слабо проявленными процессами метамагматической дегазификации. Именно в них максимальны содержания базальтофильных элементов, нередко сопоставимые с их кларками в базальтах.

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ ПЕРЕСЫЩЕННЫХ КРЕМНЕЗЕМОМ АГПАИТОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Ниже рассмотрены некоторые вопросы типизации, структурного положения и петрологии пересыщенных кремнекислотой агпаитовых щелочных пород, основанные на анализе наших данных по Центральному и Восточному Казахстану и материалах важнейших провинций щелочно-кислого магматизма Земли.

Анализ распространения щелочных пород в структурах Земли позволяет различать два типа ассоциаций с участием пересыщенных кремнекислотой щелочных пород:

щелочные граниты, комендиты и пантеллериты, наблюдающиеся в тесной временной и пространственной связи с насыщенными и пересыщенными породами (сиенитами, граносиенитами, гранитами, кварцевыми трахитами, риолитами); лейкократовым породам в таких ассоциациях иногда предшествуют базиты; щелочные граниты в ассоциации с недосыщенными нефелиновыми и нефелинсодержащими сиенитами, фонолитами, трахитами с базитами или без них.

В первой группе различаются вулканические, вулканоплутонические и плутонические ассоциации. Данных для такого же дробного членения второй группы недостаточно, поэтому в ней выделены только плутонические и вулканические ассоциации.

Кислые агпаитовые породы, ассоциирующие с насыщенными и пересыщенными сиенитами и гранитоидами, наиболее распространены. Доля пересыщенных щелочных пород в таких ассоциациях колеблется в широких пределах: от нескольких процентов до 90–95%. В плутонических ассоциациях развиты исключительно гранитоиды, а габброиды в парагенетической связи с щелочными гранитами в литературе не упоминаются. Главные провинции распространения плутонических щелочных ассоциаций – Кольский полуостров, Аравийский шит, Казахстан, Корсика. Менее широко они развиты в Восточной Сибири, Западной Австралии, Испании. В большинстве провинций такие ассоциации позднеорогенные или активизационные, но они не финальные, а вплетены в щелочноземельный гранитоидный магматизм. Таковы позднепротерозойские щелочные граниты Кольского полуострова /Батиева, 1976/ и Аравийского шита /Harris, Marriner, 1980; Radian et al., 1981/, пермские щелочные граниты Восточного Казахстана /Ермолов и др., 1977/, сиенит-щелочногранитная ассоциация южного обрамления Сибирской платформы /Вартанова и др., 1976; Яшина, 1982/, кольцевой комплекс Эвиса Корсики /Bonin et al., 1978/. Они фиксируют, таким образом, резкое усиление режима щелочности гранитообразования в ходе развития щелочно-земельного магматизма. В большинстве перечисленных провинций после становления щелочных гранитов вновь происходило внедрение биотитовых гранитов и аляскитов умеренной щелочности, т.е. после кратковременного резкого усиления режима щелочности гранитообразования в складчатых поясах и активизированных кратонах вновь просматривается усиление плюмазитовой тенденции магматизма. В Казахстане такие плюмазитовые граниты, внедрившиеся после щелочных, имеют ареальный характер распространения (акчатауский, баканасский комплексы) и развиты на огромных площадях. Поэтому мы, в отличие

от В.И. Коваленко, который в отношении таких же комплексов Юж. Монголии высказывает мнение об их рифтогенной природе, щелочные граниты относим здесь не к рифтогенным, а к позднеорогенным. В ряде случаев, однако, позднеорогенные ассоциации заканчиваются щелочными гранитами, и тогда они должны рассматриваться как незавершенные. Это позднепротерозойские щелочные граниты Восточной Сибири /Ленников, Недашковский, 1978/ и Западной Австралии /Libby, 1978/. Когда удается расшифровать структурную позицию рассматриваемых щелочных ассоциаций, оказывается, что в складчатых поясах они контролируются зонами сочленения их с платформами, областями завершенной складчатости или срединными массивами. Развита они также и во внутренних зонах складчатых поясов, как, например, в Юж. Монголии. На кратонах такие ассоциации связаны со сводовыми поднятиями и структурами рифтового типа. Таковы "молодые граниты" Нигерии и Камеруна /Тугаринов, Коваленко, 1973; Bonin, Bowden, 1979/, посттравматические щелочные граниты повышенной титанистости Йемена /Kabesh et al., 1979/. На островах внутренних морей структурная позиция рассматриваемого типа ассоциаций недостаточно ясна.

Вулканоплутонические ассоциации отличаются от предыдущей группы тем, что в них щелочные граниты, как правило, отделены от более ранних гранитоидов либо базальт-пантеллерит-комендитовыми, либо пантеллерит-комендитовыми сериями. Это герцинские ассоциации Центрального Казахстана и Монголии (наши данные, а также /Брандт и др., 1970; Владыкин и др., Горегляд и др., 1980; Коваленко и др., 1971, 1973, 1977/), позднекаледонская ассоциация Ньюфаундленда /Teng, Strong, 1976/, мезозойские ассоциации Западного Забайкалья /Яшина, 1982/ и архипелага Кергелен /Baker, 1974/. Исключение составляет вулканоплутоническая ассоциация рифтовой зоны Осло, где щелочные граниты наряду с базальтами и ромбен-порфирами тесно ассоциируют со слюдными гранитами /Сунволь, 1981/. Контролирующими структурами рассматриваемых ассоциаций выступают пограничные и осевые зоны складчатых поясов, активизированные области завершенной складчатости, рифтовые структуры и внутриплитовые океанические острова.

Вулканические (базальт)-пантеллерит-комендитовые ассоциации с трахитами или без них контролируются океаническими островами, континентальными рифтами и (в единичных случаях) зрелыми островными дугами новозеландского типа. Вероятно, в основании вулканических построек присутствуют также и щелочные граниты, но в данное время они не вскрыты эрозией.

Щелочные граниты и комендиты, наблюдающиеся в ассоциации с агпайтовыми и миаскитовыми нефелиновыми сиенитами и феолитами, редки. Чаще недосыщенные породы формируют самостоятельные комплексы, в которых щелочные граниты или комендиты присутствуют как акцессорная примесь. Генетическая или парагенетическая связь щелочных гранитов с нефелиновыми сиенитами не всегда определена. Однако она существует в природе, и это доказывает развитие мезозойского щелочного комплекса Восточной Боливии /Fletcher, Litherland, 1981/. Данный комплекс сложен пятью го-модромными ритмами, каждый из которых начинается недосыщенными породами, а завершается щелочными гранитами. В целом комплекс сложен недосыщенными породами, а щелочные граниты составляют лишь 8% его объема. Проявления рассматриваемой ассоциации являются позднеорогенными в складчатых поясах (Саяны, Тува), активизационными на щитах и молодых платформах (Боливия, Юж. Гренландия, Алдан) и развиты на некоторых внутриплитовых океанических островах: Гран-Канария, частично на архипелаге Кергелен.

Из приведенного краткого обзора видно, что пересыщенные кремнекислотой агпайтовые щелочные породы в разных сочетаниях с насыщенными и недосыщенными породами встречаются во всех структурах Земли, кроме глубоководных желобов и островных дуг (типа Курильской и Алеутской, но не Японской

и Новозеландской), находящихся на ранней стадии развития, т.е. зон с "андезитовым" типом магматизма. Это справедливо не только для современных структур, но и для их палеотектонических эквивалентов. Такие островные дуги характеризуются преимущественным или исключительным развитием щелочно-земельного и толеитового магматизма и, как правило, не содержат щелочных базальтов. Отсюда прямая или опосредованная связь кремнекислого аглаитового магматизма с щелочным базальтовым магматизмом в ряде случаев вырисовывается вполне отчетливо. Но не всегда эта связь, как будет показано ниже, генетическая.

Рассмотренные ассоциации с участием пересыщенных кремнеземом аглаитовых пород в литературе представлены неравнозначно, поэтому ниже мы остановимся главным образом на анализе щелочногранитных образований, ассоциирующих с насыщенными и пересыщенными породами.

Источников магматических расплавов, формирующих пересыщенные SiO_2 щелочные породы, можно предположить несколько. Подсчеты распространенности главных типов щелочных пород на Земле, выполненные В.П. Лазаренковым /Лазаренков, 1979/, показывают, что в семействе щелочных интрузивных пород щелочные граниты составляют 44%, щелочные сиениты и нефелиновые сиениты – 50%, а щелочно-ультраосновные породы и щелочные габброиды – только 6%. Наиболее распространенными породами, ассоциирующими с щелочными гранитами, являются биотитовые граниты и сиениты (65%). Приведенные цифры определенно указывают, что основная масса щелочных гранитов не может рассматриваться в качестве дифференциатов щелочно-габброидной магмы, поскольку 6% щелочных габброидов не в состоянии обеспечить всего многообразия насыщенных и недосыщенных пород. Возможность анатексиса с образованием щелочно-гранитных, сиенитовых и миаскитовых расплавов подтверждается достаточно широким развитием в коре щелочных гнейсов и сланцев. Помимо примеров, приведенных в статье П. Флора /Флор, 1976/, можно отметить дополнительно рибекит-эгирин-кварцевые сланцы Японии /Hashimoto, 1974/, нефелин-сиенитовые гнейсы Ганы /Holm, 1974/. Условия метаморфизма таких гнейсов в подавляющем большинстве случаев оцениваются как амфиболитовая или переходная к зеленосланцевой фация метаморфизма. В единичных случаях имеются указания на более высокую степень метаморфизма с участием пироксеновых парагенезисов. Поэтому если такие гнейсы считать одним из источников щелочно-гранитных и миаскитовых расплавов, то следует ожидать, что в семействе щелочных пересыщенных кремнеземом пород определенная их доля формируется в гнейсоамфиболитовом слое коры и является низко-среднетемпературной. Вопрос о существовании пересыщенных кремнекислотой щелочных мантийных магм остается открытым. Можно предположить, что в некоторых случаях кислые щелочные расплавы, сосуществующие с базальтами и трахитами, представляют собой конечные члены единого фракционированного ряда, и в этом случае для них допустим мантийный или смешанный мантийно-коровый источник. Такая модель особенно широко признана в отношении щелочных серий океанических островов. Нами выполнен статистический анализ распределения породных групп в ряде вулканических ассоциаций с участием щелочных пересыщенных пород, результаты их отражены в табл. 18 и на рис. 19, 20. Они прямо противоречат мантийной модели щелочно-кислых расплавов.

Во-первых, среди вулканических серий, развитых на островах срединно-океанических хребтов, окраинных или внутренних морях, а также в пределах континентальных рифтов, т.е. там, где реально можно ожидать мантийные расплавы, часто встречаются ассоциации со значительным преобладанием кислой породной группы над базальтоидной и трахитовой. Это четвертичные ассоциации островов Тейсейра, Мэр, Д' Антркрасо, миоценовая ассоциация

Таблица 18. Средний химический состав пересыщенных агпантовых вулканитов вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Земли

Ассоциация	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	d	F	Тип ассоциации
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Острова средниокеанических хребтов															
Четвертичная, о. Терсейра, (Азорский архипелаг)	22	<u>65,82</u> 1,44	<u>0,60</u> 0,16	<u>12,81</u> 1,64	<u>4,47</u> 2,34	<u>2,28</u> 1,70	<u>6,30</u> 1,45	<u>0,25</u> 0,06	<u>0,56</u> 0,31	<u>1,13</u> 0,63	<u>6,85</u> 0,67	<u>5,08</u> 0,66	<u>1,34</u> 0,25	<u>86,40</u> 7,33	К-Б-Шс
Четвертичная, о. Буве (Юж. Атлантика)	12	<u>70,00</u> 0,43	<u>0,28</u> 0,03	<u>13,66</u> 0,23	<u>1,89</u> 0,78	<u>2,64</u> 0,71	<u>4,34</u> 0,12	<u>0,10</u> 0,01	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,71</u> 0,16	<u>5,73</u> 0,19	<u>4,85</u> 0,07	<u>1,07</u> 0,03	<u>98,47</u> 1,15	Б-Шс-К
Острова внутренних морей, островные выступы континентальных склонов, островные дуги новозеландского типа															
Четвертичная, о. Пантеллерия	55	<u>68,87</u> 1,84	<u>0,54</u> 0,17	<u>10,95</u> 1,79	<u>4,74</u> 1,95	<u>2,75</u> 1,72	<u>7,01</u> 1,20	<u>0,28</u> 0,13	<u>0,53</u> 0,27	<u>0,74</u> 0,30	<u>5,85</u> 0,91	<u>4,68</u> 0,26	<u>1,37</u> 0,25	<u>88,01</u> 6,41	К-Б-Шс
Четвертичная, о. Мэр (Новая Зеландия)	9	<u>73,71</u> 0,87	<u>0,20</u> 0,05	<u>9,70</u> 0,60	<u>2,26</u> 0,27	<u>3,21</u> 0,53	<u>5,25</u> 0,70	<u>0,13</u> 0,03	<u>0,08</u> 0,13	<u>0,31</u> 0,16	<u>5,95</u> 0,42	<u>4,36</u> 0,10	<u>1,50</u> 0,16	<u>97,49</u> 3,89	К-Б
Миоцен-четвертичная, о. Гран-Канария (Канарский архипелаг)	12	<u>68,84</u> 1,24	<u>0,85</u> 0,24	<u>13,02</u> 1,81	<u>4,38</u> 2,13	<u>0,56</u> 0,55	<u>4,50</u> 1,72	<u>0,23</u> 0,10	<u>0,39</u> 0,18	<u>0,72</u> 0,24	<u>6,21</u> 0,63	<u>4,71</u> 0,66	<u>1,19</u> 0,14	<u>85,38</u> 7,60	Б-К-Шс
Миоценовая, о. Сардиния и примыкающие острова	37	<u>74,14</u> 1,72	<u>0,35</u> 0,18	<u>11,73</u> 1,50	<u>2,98</u> 1,42	<u>1,04</u> 0,71	<u>3,72</u> 1,40	<u>0,07</u> 0,03	<u>0,24</u> 0,19	<u>0,25</u> 0,36	<u>4,66</u> 0,77	<u>4,53</u> 0,51	<u>1,09</u> 0,19	<u>87,04</u> 13,23	К-Б
Четвертичная, о. Д'Ауткрасто (Меланезия)	17	<u>70,84</u> 1,73	<u>0,28</u> 0,05	<u>14,04</u> 1,06	<u>1,69</u> 0,78	<u>1,58</u> 0,59	<u>3,10</u> 0,90	<u>0,10</u> 0,04	<u>0,18</u> 0,06	<u>0,43</u> 0,14	<u>6,05</u> 0,63	<u>4,76</u> 0,23	<u>1,08</u> 0,11	<u>89,49</u> 5,54	Б-К-Шс
Плиоцен-четвертичная (Главный Эфиопский рифт)	87	<u>70,18</u> 2,94	<u>0,46</u> 0,18	<u>11,68</u> 2,25	<u>3,19</u> 1,66	<u>3,18</u> 1,57	<u>6,05</u> 1,60	<u>0,26</u> 0,07	<u>0,17</u> 0,19	<u>0,69</u> 0,60	<u>5,80</u> 0,65	<u>4,28</u> 0,45	<u>1,26</u> 0,26	<u>94,77</u> 5,59	К-Б

Эоцен-миоценовая (Йемен)	9	<u>72,98</u> 2,64	<u>0,17</u> 0,22	<u>11,89</u> 1,97	<u>3,41</u> 1,98	<u>0,56</u> 0,59	<u>3,62</u> 1,74	<u>0,37</u> 0,47	<u>0,32</u> 0,28	<u>1,19</u> 0,94	<u>4,36</u> 1,02	<u>4,59</u> 1,25	<u>1,04</u> 0,14	<u>88,92</u> 8,45	Б-К
Третичная (Эфиопско-Сомалийская часть рифта)	24	<u>73,21</u> 2,58	<u>0,29</u> 0,26	<u>11,35</u> 1,91	<u>3,27</u> 1,70	<u>1,61</u> 1,45	<u>4,57</u> 2,15	<u>0,06</u> 0,07	<u>0,28</u> 0,25	<u>0,58</u> 0,50	<u>4,82</u> 1,09	<u>4,87</u> 0,77	<u>1,15</u> 0,21	<u>88,81</u> 13,51	Б-К-Шс
Неогеновая (Аден)	21	<u>70,94</u> 1,84	<u>0,31</u> 0,16	<u>12,16</u> 1,69	<u>3,87</u> 1,55	<u>1,55</u> 1,09	<u>5,04</u> 1,41	<u>0,20</u> 0,07	<u>0,18</u> 0,17	<u>1,02</u> 0,52	<u>5,42</u> 0,81	<u>4,29</u> 0,54	<u>1,13</u> 0,14	<u>94,14</u> 5,29	К-Б
Плиоцен-четвертичная (Кения)	6	<u>73,60</u> 2,34	<u>0,22</u> 0,09	<u>10,84</u> 1,41	<u>1,60</u> 0,60	<u>3,14</u> 2,03	<u>4,58</u> 2,49	<u>0,12</u> 0,14	<u>0,07</u> 0,09	<u>0,36</u> 0,28	<u>5,60</u> 0,95	<u>4,44</u> 0,25	<u>1,33</u> 0,34	<u>96,96</u> 3,54	Б-Шс-К
Неоген-четвертичная (Афар)	54	<u>70,76</u> 3,48	<u>0,38</u> 0,29	<u>11,80</u> 1,86	<u>2,43</u> 1,79	<u>2,76</u> 1,83	<u>4,95</u> 2,44	<u>0,12</u> 0,09	<u>0,34</u> 0,31	<u>1,24</u> 0,90	<u>5,66</u> 1,00	<u>4,44</u> 0,82	<u>1,24</u> 0,35	<u>87,84</u> 8,68	Б-К-Шс

Молодые складчатые пояса

Эоцен-четвертичная Земля Мэри Берд (Антарктида)	12	<u>69,51</u> 4,48	<u>0,36</u> 0,22	<u>12,32</u> 1,40	<u>3,39</u> 1,88	<u>2,70</u> 2,55	<u>5,75</u> 2,66	<u>0,16</u> 0,11	<u>0,05</u> 0,05	<u>0,62</u> 0,38	<u>5,79</u> 1,58	<u>5,05</u> 0,66	<u>1,23</u> 0,26	<u>97,50</u> 3,68	Б-Шс-К
Эоцен-миоценовая (Невада)	15	<u>73,57</u> 2,40	<u>0,31</u> 0,15	<u>12,24</u> 1,47	<u>1,94</u> 1,18	<u>1,31</u> 0,94	<u>3,06</u> 0,99	<u>0,11</u> 0,06	<u>0,12</u> 0,12	<u>0,68</u> 0,74	<u>4,75</u> 0,72	<u>4,95</u> 0,44	<u>1,08</u> 0,09	<u>94,02</u> 5,92	К-Б
Третичная (юго-западный Техас)	11	<u>74,10</u> 3,62	<u>0,21</u> 0,14	<u>13,23</u> 1,65	<u>2,01</u> 1,62	<u>0,60</u> 0,52	<u>2,41</u> 1,59	<u>0,03</u> 0,04	<u>0,17</u> 0,16	<u>0,39</u> 0,39	<u>4,44</u> 1,08	<u>4,79</u> 0,52	<u>0,95</u> 0,14	<u>82,42</u> 20,77	Б-К-Шс
Миоцен-эоценовая горы Нандедор (Вост. Австралия)	6	<u>72,09</u> 2,22	<u>0,21</u> 0,11	<u>14,25</u> 1,16	<u>1,49</u> 0,87	<u>0,57</u> 0,89	<u>1,91</u> 1,55	<u>0,04</u> 0,05	<u>0,19</u> 0,17	<u>0,20</u> 0,24	<u>5,79</u> 0,75	<u>5,12</u> 0,33	<u>1,06</u> 0,07	<u>77,57</u> 23,06	Б-Шс-К
Плиоцен-четвертичная Маунт-Эдвиз (Британская Колумбия)	3	69,18	0,38	13,18	3,82	2,35	5,79	0,15	0,43	0,60	5,50	4,41	1,05	86,27	Б-Шс-К

Древние складчатые пояса

Юрско-меловая впадины Туле (Сев. Вьетнам)	10	<u>73,54</u> 2,61	<u>0,42</u> 0,22	<u>11,86</u> 1,04	<u>2,75</u> 1,29	<u>1,62</u> 1,04	<u>4,13</u> 0,87	<u>0,19</u> 0,20	<u>0,42</u> 0,42	<u>0,25</u> 0,15	<u>3,85</u> 0,70	<u>5,02</u> 0,87	<u>0,99</u> 0,07	<u>86,15</u> 11,52	К
Раннедевонская Минусинской впадины (Вост. Тува)	7	<u>71,47</u> 2,31	<u>0,46</u> 0,20	<u>11,99</u> 1,16	<u>3,84</u> 0,95	<u>1,21</u> 0,74	<u>4,65</u> 1,07	<u>0,10</u> 0,09	<u>0,37</u> 0,17	<u>0,47</u> 0,28	<u>3,51</u> 1,03	<u>5,86</u> 1,45	<u>1,01</u> 0,07	<u>87,55</u> 5,63	Б-Шс-К
Пермь-триасовая Ба-9 канасской структуры (Вост. Казахстан)	9	<u>74,70</u> 0,55	<u>0,36</u> 0,03	<u>12,09</u> 0,54	<u>2,42</u> 0,19	<u>0,60</u> 0,24	<u>2,78</u> 0,18	<u>0,19</u> 0,03	<u>0,15</u> 0,09	<u>0,34</u> 0,12	<u>3,79</u> 1,17	<u>5,30</u> 1,48	<u>0,99</u> 0,04	<u>91,35</u> 4,05	К

Таблица 18. Средний химический состав пересыщенных агпаитовых вулканитов вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Земли

Ассоциация	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	d	F	Тип ассоциации
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Острова срединноокеанических хребтов															
Четвертичная, о. Терсейра, (Азорский архипелаг)	22	<u>65,82</u> 1,44	<u>0,60</u> 0,16	<u>12,81</u> 1,64	<u>4,47</u> 2,34	<u>2,28</u> 1,70	<u>6,30</u> 1,45	<u>0,25</u> 0,06	<u>0,56</u> 0,31	<u>1,13</u> 0,63	<u>6,85</u> 0,67	<u>5,08</u> 0,66	<u>1,34</u> 0,25	<u>86,40</u> 7,33	К-Б-Шс
Четвертичная, о. Буве (Юж. Атлантика)	12	<u>70,00</u> 0,43	<u>0,28</u> 0,03	<u>13,66</u> 0,23	<u>1,89</u> 0,78	<u>2,64</u> 0,71	<u>4,34</u> 0,12	<u>0,10</u> 0,01	<u>0,04</u> 0,01	<u>0,71</u> 0,16	<u>5,73</u> 0,19	<u>4,85</u> 0,07	<u>1,07</u> 0,03	<u>98,47</u> 1,15	Б-Шс-К
Острова внутренних морей, островные выступы континентальных склонов, островные дуги новозеландского типа															
Четвертичная, о. Паятеллерия	55	<u>68,87</u> 1,84	<u>0,54</u> 0,17	<u>10,95</u> 1,79	<u>4,74</u> 1,95	<u>2,75</u> 1,72	<u>7,01</u> 1,20	<u>0,28</u> 0,13	<u>0,53</u> 0,27	<u>0,74</u> 0,30	<u>5,85</u> 0,91	<u>4,68</u> 0,26	<u>1,37</u> 0,25	<u>88,01</u> 6,41	К-Б-Шс
Четвертичная, о. Мэр (Новая Зеландия)	9	<u>73,71</u> 0,87	<u>0,20</u> 0,05	<u>9,70</u> 0,60	<u>2,26</u> 0,27	<u>3,21</u> 0,53	<u>5,25</u> 0,70	<u>0,13</u> 0,03	<u>0,08</u> 0,13	<u>0,31</u> 0,16	<u>5,95</u> 0,42	<u>4,36</u> 0,10	<u>1,50</u> 0,16	<u>97,49</u> 3,89	К-Б
Миоцен-четвертичная, о. Гран-Канария (Канарский архипелаг)	12	<u>68,84</u> 1,24	<u>0,85</u> 0,24	<u>13,02</u> 1,81	<u>4,38</u> 2,13	<u>0,56</u> 0,55	<u>4,50</u> 1,72	<u>0,23</u> 0,10	<u>0,39</u> 0,18	<u>0,72</u> 0,24	<u>6,21</u> 0,63	<u>4,71</u> 0,66	<u>1,19</u> 0,14	<u>85,38</u> 7,60	Б-К-Шс
Миоценовая, о. Сардиния и примыкающие острова	37	<u>74,14</u> 1,72	<u>0,35</u> 0,12	<u>11,73</u> 1,50	<u>2,98</u> 1,42	<u>1,04</u> 0,71	<u>3,72</u> 1,40	<u>0,07</u> 0,03	<u>0,24</u> 0,19	<u>0,25</u> 0,36	<u>4,66</u> 0,77	<u>4,53</u> 0,51	<u>1,09</u> 0,19	<u>87,04</u> 13,23	К-Б
Четвертичная, о. Д' Анткрасто (Меланезия)	17	<u>70,84</u> 1,73	<u>0,28</u> 0,05	<u>14,04</u> 1,06	<u>1,69</u> 0,78	<u>1,58</u> 0,59	<u>3,10</u> 0,90	<u>0,10</u> 0,04	<u>0,18</u> 0,06	<u>0,43</u> 0,14	<u>6,05</u> 0,63	<u>4,76</u> 0,23	<u>1,08</u> 0,11	<u>89,49</u> 5,54	Б-К-Шс
Плиоцен-четвертичная (Главный Эфиопский рифт)	87	<u>70,18</u> 2,94	<u>0,46</u> 0,18	<u>11,68</u> 2,25	<u>3,19</u> 1,66	<u>3,18</u> 1,57	<u>6,05</u> 1,60	<u>0,26</u> 0,07	<u>0,17</u> 0,19	<u>0,69</u> 0,60	<u>5,80</u> 0,65	<u>4,28</u> 0,45	<u>1,26</u> 0,26	<u>94,77</u> 5,59	К-Б

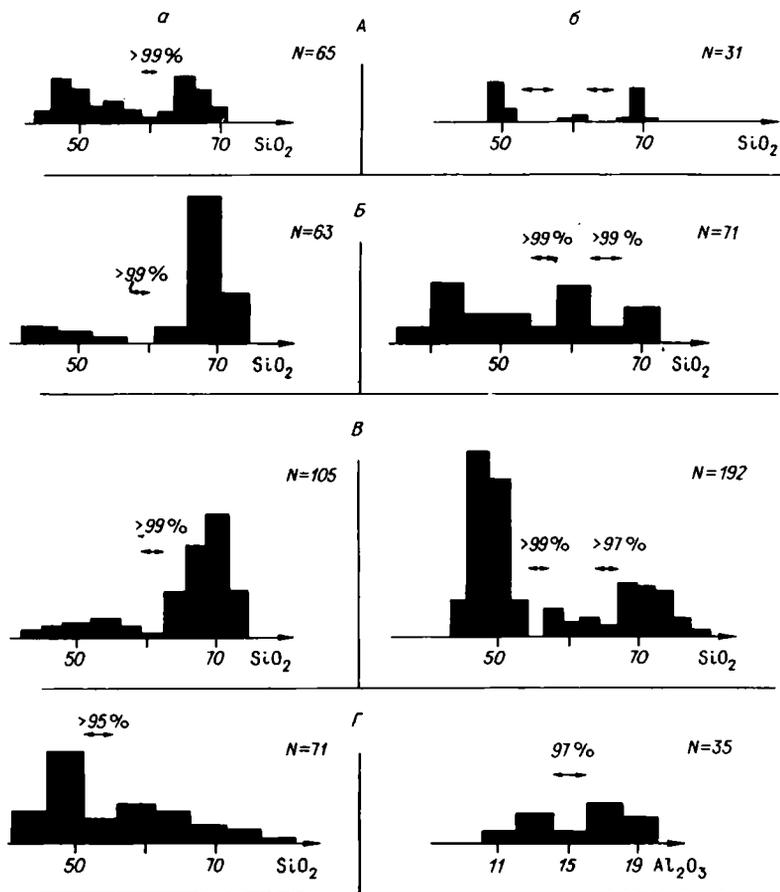


Рис. 19. Гистограммы составов некоторых вулканических ассоциаций с участием существенно агпайтовых кислых пород.

А - острова срединноокеанических хребтов (а - четвертичная ассоциация о. Терсейра, б - четвертичная ассоциация о. Буве); Б - острова внутренних морей (а - четвертичная ассоциация о. Пантеллерия, б - миоцен-четвертичная ассоциация о. Гран-Канария); В - рифты (а - плиоцен-четвертичная ассоциация Главного Эфиопского рифта, б - неоген-четвертичная ассоциация района Афар); Г: а, б - молодые складчатые пояса, эоцен-четвертичная ассоциация Земли Мэри Бэрд, Антарктида (а - общая выборка, б - щелочно-салическая и кислая породные группы).

юго-западной Сардинии, плиоцен-четвертичная и третичная ассоциации Эфиопско-Сомалийской части Восточноафриканского рифта. Щелочно-гранитная породная группа в таких ассоциациях отделена от базальтов и трахитов значимыми минимумами, свидетельствующими о ее автономности, не связанной происхождением с эволюцией базальтов и трахитов.

Во-вторых, в тех случаях, когда щелочные базальтоиды преобладают над кислыми агпайтовыми расплавами, в распределении анализов таких ассоциаций также фиксируются статистически значимые минимумы, указывающие на неоднородность общей выборки и невозможность вывести одну группу пород из другой путем эволюции щелочно-базальтоидной магмы (см. рис. 19).

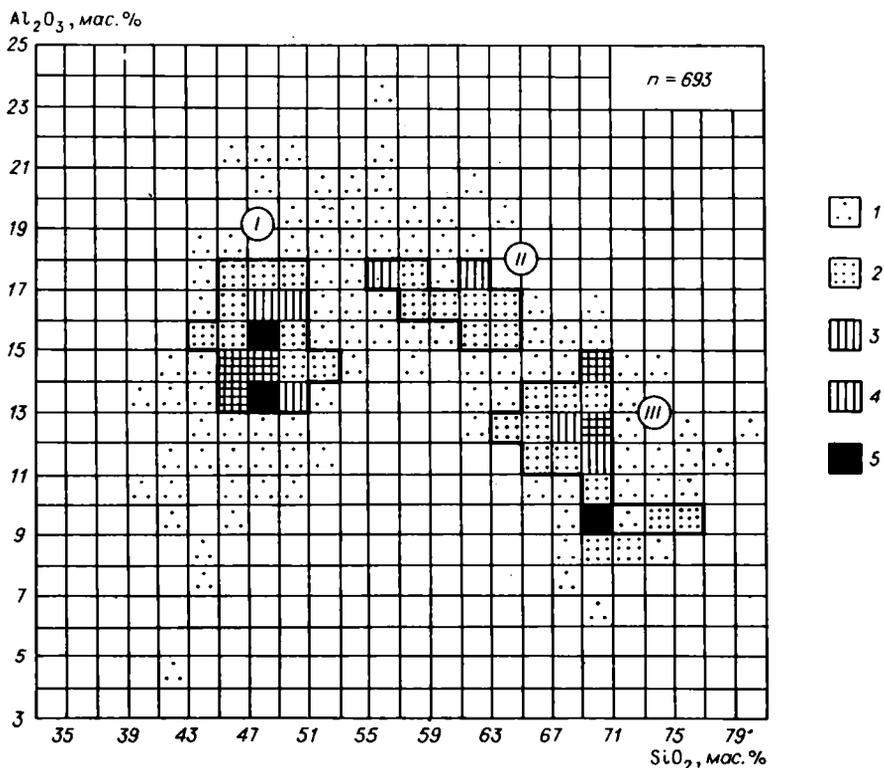


Рис. 20. Распределение составов вулканических ассоциаций с участием существенно агпайтовых кислых пород по кремнекислотности и глиноземистости (по данным табл. 18).

I-III - породные группы: I - базальтоидная, II - щелочно-салическая, III - кислая,

1-5 - число анализов на единицу площади: 1 - до 5, 2 - от 6 до 10, 3 - от 11 до 15, 4 - от 16 до 20, 5 - больше 20.

В-третьих, оказалось, что статистическая обособленность щелочно-гранитных расплавов от базальтов и трахитов свойственна не только частным ассоциациям, но и сводной выборке всех известных нам базальт-трахит-комендитовых и базальт-комендитовых ассоциаций Земли. На рис. 20 вынесено и обработано 693 анализа вулканических серий, содержащих агпайтовые риолитовиды. Видна четкая обособленность и автономность щелочно-гранитных пород от базальтов и трахитов. Особенно интересен разрыв однородности на границе трахитов и комендитов, так как мантийная гипотеза щелочно-гранитных расплавов предполагает трахиты в качестве промежуточных пород при фракционировании комендитов из базальтов.

К изложенному выше добавим, что Д.К. Бейли и Р. Макдональд /Baily, Macdonald, 1970/ подметили существенные различия между континентальными и океаническими комендитами, что якобы укрепляет гипотезу мантийного генезиса океанических комендитов. При этом сравнивались частные анализы комендитов без оценки их репрезентативности по отношению к кислой породной группе в целом, а также без учета типов ассоциаций (унимодальные, бимодальные, с преобладанием базальтов или комендитов и т.д.). Сравнение среднего состава кислых породных групп с агпайтовым уклоном, выполненное

нами, показывает, что систематического различия между континентальными и океаническими ассоциациями не наблюдается ни по одному петрохимическому параметру (см. табл. 18). В частности, по содержанию кремнезема среди ассоциаций, развитых на островах средноокеанических хребтов, имеются примеры (о. Терсейра), когда агпайтовые кремнекислотные породы более кремнеземистые, чем аналогичные группы пород в типично континентальных складчатых поясах. Некоторая обособленность состава прослеживается только для кислых агпайтовых пород древних складчатых поясов, отличающихся высокой кремнеземистостью и сравнительно высоким отношением калия к натрию. Однако и эта тенденция из-за малого числа примеров не может быть подтверждена статистически. Таким образом, вопрос об уровне зарождения комендитов и пантеллеритов в бимодальных базальт-пантеллерит-комендитовых и базальт-комендитовых сериях как континентальных, так и океанических структур не решен. Включения мантйных пород и минералов в них не описаны, так же как не описаны и коровые респиты.

Не вносят ясности в данный вопрос и результаты стронциевой изотопии.

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пересыщенных щелочных породах Саудовской Аравии /Radian et al., 1981/, Австралии /Libby, 1978/, Камеруна /Jacquemin et al., 1982/, Корсики /Bonin et al., 1978/, Монголии /Сандомирова и др., 1980/, Ньюфаундленда /Teng, Strong, 1976/, Норвегии /Сунволь, 1981/, Британской Колумбии /Eviier, 1981/, Эфиопии /Боуден, 1976; Ferrara, Treuil, 1975/, островов Пантеллерии /Korringa, Noble, 1972; Ferrara, Treuil, 1975; Боуден, 1976/, Вознесения /Harris et al., 1982/, Кергелен /Vidal et al., 1977/ показаны на рис. 21. Независимо от типа ассоциаций и их возраста отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся (за редким исключением) в интервале 0,703–0,709. Более высокие, чем 0,709, значения отношения изотопов Sr обнаруживаются как кратонные щелочные граниты, ассоциирующие с липомазитовыми гранитами (Ньюфаундленд, Канада), так и рифтовые пантеллериты, ассоциирующие с базальтами и трахитами (Прюво, Эфиопия), а также глыбы гнейсогранитов в пирокластике о. Вознесения.

Проведенные в последние годы С. Харрисом с соавторами /Harris, Bell, Atkins, 1983/ дополнительные исследования изотопного состава стронция в лавах и блоках крупнозернистых щелочных гранитов о. Вознесения установили несколько более древний возраст последних по отношению к вмещающим лавам. Но, самое главное, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных гранитах и лавах разнится существенно. Эти данные склоняют С. Харриса и его соавторов к выводу, что щелочные граниты являются чужеродными включениями в лавах и не связаны с их эволюцией. Следует также подчеркнуть, что по величине отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ океанические и континентальные комендиты явно не различаются. Наиболее низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ имеют древние граниты Австралии, молодые граниты Камеруна и Корсики, пантеллериты о. Пантеллерия ($< 0,704$). Поскольку данных о сопряженных значениях величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для кислых агпайтовых пород пока не имеется, вопрос об уровне зарождения формирующих их магм остается открытым. Данные по геохимии редких и рассеянных элементов, по изотопам стронция (см. рис. 21, 22, а также раздел "Геохимия") позволяет высказать предположение о характере исходного субстрата для щелочно-гранитных расплавов. По-видимому, он был представлен в существенной мере породами, бедными литофильными элементами (Rb, Li, Cs, Nb, Ta, Th, Y, Sm-Lu) и обогащенными такими элементами, как

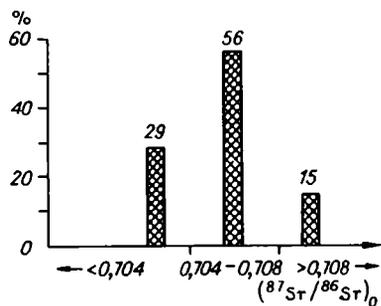


Рис. 21. Гистограмма распределения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных

гранитах, комендитах и пантеллеритах /Боуден, 1976; Сандомирора и др., 1980; Сунволь, 1981; Bevier, 1981; Bonin et al., 1978; Ferrara, Treuil, 1975; Libby, 1978; Radian et al., 1981; Tenq, Strong, 1976; Vidal et al., 1977; Jacquemin et al., 1982; Korringa, Noble, 1972/.

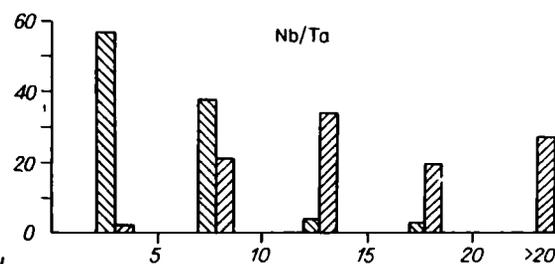
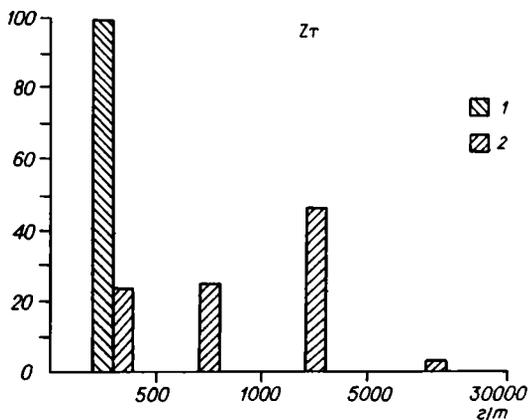


Рис. 22. Гистограмма распределения Zr и Nb/Ta в щелочных гранитах, комендитах и пантеллеритах в сравнении со слюдяными S-гранитами Монголии.

1 - слюдяные граниты /Владыкин и др., 1981; Коваленко и др., 1971; Коваленко, 1977/ ($n=76$ (Zr) и 64 (Nb/Ta)); 2 - щелочные граниты, комендиты и пантеллериты ($n=143$ (Zr) и 106 (Nb/Ta)).

Sc, Co, Sr, т.е. породами, близкими по составу к геосинклинальным базальтам. Выплавление щелочных гранитоидов из парагнейсов представляется невероятным ввиду относительно высокого первичного содержания в них рубидия и низкой величины Nb/Ta. Об этом свидетельствует, в частности, состав редких элементов одной из типичных провинций S-гранитов (например, Монголии, см. рис. 22).

Концентрация Rb в щелочных пересыщенных породах колеблется в очень широких пределах. Максимальное количество его значений попадает в интервал 130-430 г/т. Доступные нам данные сведены на рис. 23. По содержанию Rb выделяются две группы гранитоидов. Одни из них, независимо от наличия или отсутствия предшествующих базитов и возраста, бедны этим элементом (менее 200 г/т) и занимают нижнюю часть диаграммы. Это преимущественно вулканические и вулканоплутонические комплексы с участием комендитов и пантеллеритов. К ним относятся пантеллериты о. Пантеллерия /Korringa, Noble, 1972/, пантеллериты провинции Фанталь в Эфиопии /Diskinson, Sibson, 1972/, комендиты Британской Колумбии /Bever, 1981/, комендиты и включения гранитов о. Вознесения /Harris et al., 1982/, комендиты о. Папа-Нуи /Bailey, 1970/, пантеллериты о. Мэр /Ewart et al., 1968/, комендиты, эгириновые граниты и гранит-порфиры Баканасской структуры Предчингизского пояса Вост. Казахстана (наши данные), щелочные граниты

и комендиты Дашибалбарского массива Вост. Монголии /Брандт и др., 1970/, щелочные граниты Хан-Богдинского массива Юж. Монголии /Владыкин и др., 1981/. В эту же группу попадают и некоторые щелочно-гранитные комплексы не имеющие очевидной связи с щелочными базальтами, комендитами и пантеллеритами, например щелочные граниты Тлеумбет-Саурского и Горноалтайского поясов Восточного Казахстана (наши данные). Особенно низкие содержания Rb (50 г/т и менее) характерны для пантеллеритов о. Пантеллерия и комендитов Баканасской структуры Вост. Казахстана.

Вторую группу составляют интрузивные комплексы щелочных гранитов, не связанные парагенетически с базитами или ультрабазитами и в большинстве случаев не имеющие эффузивных предшественников. Они обогащены Rb и занимают среднюю и верхнюю части диаграммы. Это докембрийские щелочные граниты Саудовской Аравии /Radian et al., 1981/ и Кольского полуострова /Батиева, 1976/, Восточной Сибири /Ленников, Недашковский, 1978/, щелочные граниты Испании /Dupont, Bonin, 1981/. Различий в содержании Rb в зависимости от возраста щелочных ассоциаций не установлено.

В океанических комендитах и пантеллеритах по сравнению с континентальными не отмечается снижения концентрации Rb. Так, в пермских комендитах Восточного Казахстана Rb = 50-70 г/т (наши данные), а в таких же комендитах Восточной Монголии - 146 г/т /Брандт и др., 1970/. В континентальных молодых комендитах Британской Колумбии Rb = 72-100 г/т /Bevier, 1981/. В рифтовых пантеллеритах Эфиопии Rb = 100-120 г/т, а в пантеллеритах кенийской части рифта Rb = 245 г/т /Белоусов и др., 1974/ и 225 г/т /Noble, Haffty, 1969/. В океанических комендитах о. Вознесения Rb = 147-153 г/т /Harris et al., 1982/, в пантеллеритах и комендитах о. Мэр Rb = 140-200 г/т /Noble, Haffty, 1969/ и 129-160 г/т /Ewart et al., 1968/. В щелочных гранитах банки Роккол содержание Rb 190 г/т /Butler et al., 1962/. Из этого краткого обзора видно, что в континентальных комендитах Rb в ряде случаев даже меньше, чем в рифтовых и океанических комендитах и пантеллеритах.

Таким образом, данные стронциевой изотопии и вариации в содержании рубидия позволяют различать два типа щелочно-гранитных ассоциаций: щелочные гранитоиды одного из них характеризуются низкими значениями как первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, так и Rb; ассоциации второго типа при низком значении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отличаются повышенным содержанием Rb. Учитывая существование в природе прямой корреляционной зависимости первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с Rb, повышенные его концентрации в пересыщенных кремнеземом щелочных породах при низких значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, соответствующих мантийным или близким к ним, нельзя объяснить иначе как привнесом рубидия глубинными флюидами во время гранитообразования. Таким образом, формирование магм щелочно-гранитного состава обусловлено двумя независимыми друг от друга факторами. С одной стороны, это базитовый субстрат, от которого щелочные гранитоиды наследуют низкие величины первичных отношений изотопов стронция, присущие мантийным образованиям, и соответствующий им низкий уровень Rb. С другой стороны, это обогащенные рубидием глубинные флюиды-инициаторы гранитообразования.

Наметившиеся геохимические различия щелочных гранитоидов можно оценить по ряду других редких элементов.

РЗЭ. Средние содержания шести РЗЭ в щелочных пересыщенных SiO_2 породах (гранитах, комендитах и пантеллеритах) приведены в табл. 19 и на рис. 24. Сводная выборка анализов характеризует следующие провинции:

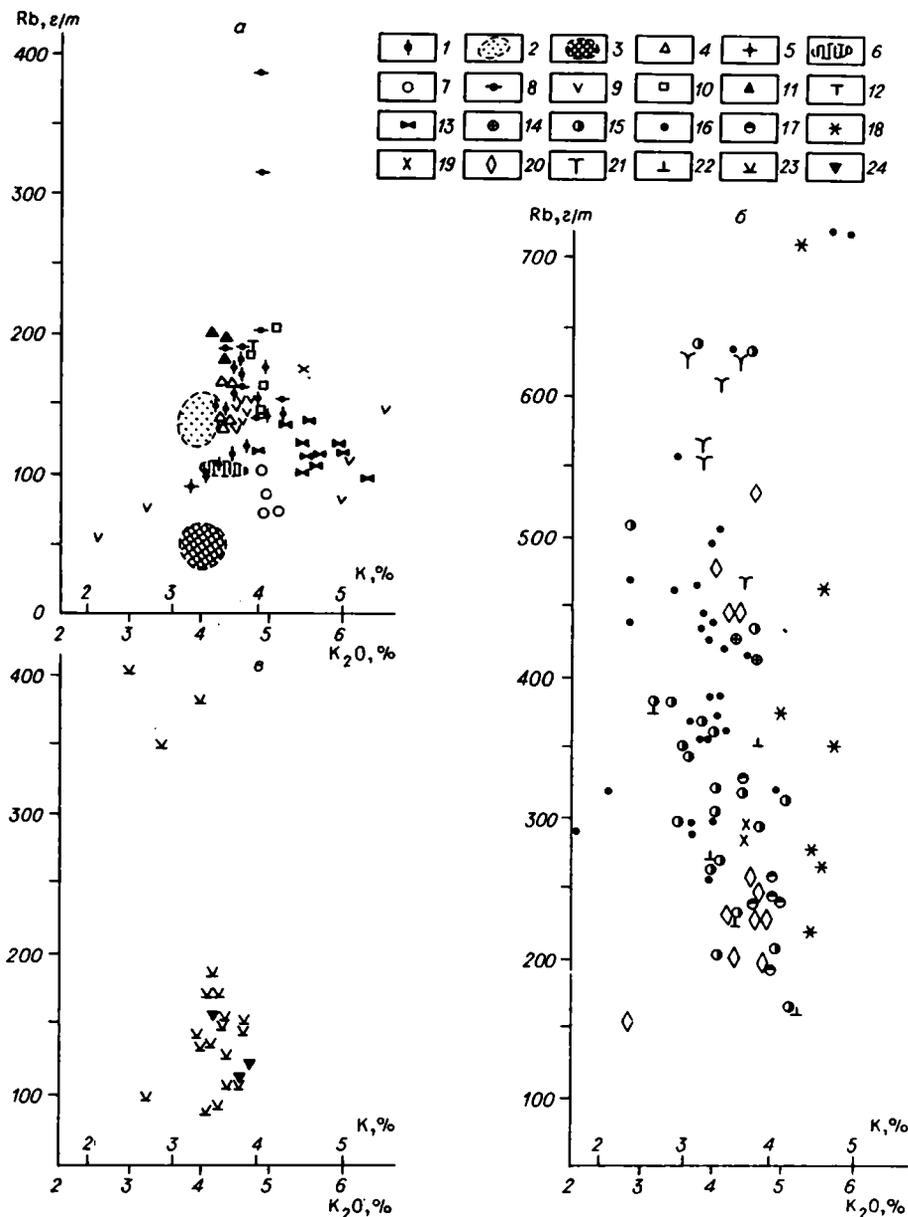


Рис. 23. Распределение Rb и K (K_2O) в щелчных гранитах, комендитах и пантеллеритах.

а - эффузивные и эффузивно-интрузивные ассоциации: 1 - щелчные вулканы /Ferrara, Treuil, 1975/; 2 - кислые щелчные вулканы и включения щелчных гранитов в пирокластике о. Вознесения /Harris, Marriner, 1980/; 3 - пантеллериты и гранофиры о. Пантеллерия /Ferrara, Treuil, 1975/; 4 - комендиты о. Мэр /Ewart et al., 1968/; 5 - комендит о. Папа-Нуи /Baker, Buckley, 1974/; 6 - пантеллериты провинции Фанталь /Diskinson, Gibson, 1972/; 7 - комендиты щитового вулкана Британской Колумбии /Bevier, 1981/; 8 - комендиты Северной Нигерии, о-вов

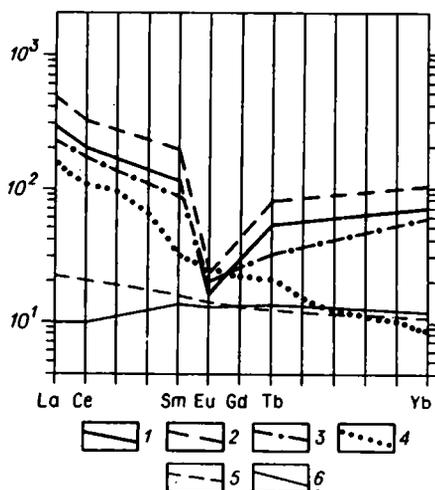
Сардиния, Пантеллерия, Мэр /Butler, Smith, 1962/; 9 - комендиты, пантеллериты и щелочные граниты Баканасской структуры Восточного Казахстана (наши данные); 10 - комендиты и щелочные граниты Дашибалбарской структуры Восточной Монголии /Брандт и др., 1970/; 11 - щелочные граниты, экериты и пегматиты Хан-Богдинского массива Юж. Монголии /Владыкин и др., 1981; Коваленко, 1977/; 12 - щелочные граниты банки Роккол /Butler, Smith, 1962/; 13 - щелочные граниты куналейской вулканоплутонической ассоциации Западного Забайкалья /Вартанова и др., 1976; Шеремет, 1980/.

б - плутонические ассоциации: 14-22-щелочные граниты: 14 - улканского комплекса Восточной Сибири /Ленников, Недашковский, 1978/, 15 - Северной Нигерии /Тугаринов, Коваленко, 1973; Butler, Smith, 1962/, 16 - Саудовской Аравии /Radian et al., 1981/, 17 - Кольского полуострова /Батиева, 1976/, 18 - Северной Нигерии /Алексиев, 1970/, 19 - Испании /Dupont, Bonin, 1981/, 20 - кольцевых комплексов Корсики /Bonin et al., 1978/, 21 - массива Илимаусак /Воскресенская, Герасимовский, 1977; Герасимовский, 1969/, 22 - Северной Нигерии, Нью-Хэмпшира и Южной Гренландии /Butler, Smith, 1962/.

в - щелочные граниты неясного типа (наши данные): 23 - Тлеумбет-Саурский пояс Восточного Казахстана; 24 - щелочные граниты Горного Алтая.

Рис. 24. Распределение РЗЭ в щелочных гранитах, комендитах и пантеллеритах (нормализовано по хондритам /Балашов, 1976/).

1-3 - средний состав РЗЭ: 1 - щелочных гранитоидов (n = 80), 2 - плутонических щелочных гранитов, 3 - щелочных гранитов, комендитов и пантеллеритов эффузивных и эффузивно-интрузивных ассоциаций; 4 - щелочные базальты /Haskin et al., 1968/; 5 - континентальные толеиты /Балашов, 1976/; 6 - океанические толеиты /Балашов, 1976/.



Восточный Казахстан, Горный Алтай, Монголию, Индию, Кольский полуостров, Нигерию и Камерун, Аравийский полуостров, Ньюфаундленд, рифт Осло, Восточно-Африканский рифт, Южную Гренландию, о. Мэр.

Для ассоциаций всех типов ясно прослеживается европейский минимум разной интенсивности (см. рис. 24). Этому факту многие петрологи придают большое значение, рассматривая его как результат фракционирования плагиоклаза в первоначальных щелочно-базальтовых расплавах, из которых образуются кислые агпайтовые магмы. Как показали проведенные нами исследования, величина относительной концентрации европия в щелочных гранитоидах Казахстана может быть обусловлена и другими факторами, в частности фракционированием калиевого полевого шпата и условиями щелочности - кислотности при кристаллизации магм.

Все кривые имеют сходную форму. Они слабо прогнуты в центре, у левых крыльев наклон нисходящий и очень пологий восходящий - у правых. Такая форма кривых свидетельствует о том, что при общем преобладании

Таблица 19. Средние содержания редких земель в пересыщенных кремнеземом щелочных породах, г/т

Ассоциация	n	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	ΣРЗЭ	La/Yb
Щелочные граниты, комендиты и пантеллериты	80	$\frac{93,8}{110}$	$\frac{179,5}{191}$	$\frac{24,8}{28}$	$\frac{1,30}{1,8}$	$\frac{2,74}{3,79}$	$\frac{15,8}{17,6}$	$\frac{318}{330}$	$\frac{7,2}{5,6}$
обогащенные Rb (преимущественно плутонические ассоциации)	26	$\frac{158,8}{173}$	$\frac{288,7}{304}$	$\frac{41,3}{42}$	$\frac{1,8}{2,9}$	$\frac{4,12}{5,7}$	$\frac{23,6}{23,8}$	$\frac{518,9}{515,3}$	$\frac{8,5}{8,0}$
бедные Rb (преимущественно вулканоплутонические ассоциации)	30	$\frac{74,3}{45}$	$\frac{146}{67}$	$\frac{18,3}{14,5}$	$\frac{1,59}{0,9}$	$\frac{1,66}{1,7}$	$\frac{13,3}{15,6}$	$\frac{255}{123}$	$\frac{7,3}{4,6}$
бедные Rb щелочные граниты неясного типа	24	$\frac{50,4}{19,2}$	$\frac{107,6}{43,7}$	$\frac{15,8}{13,4}$	$\frac{0,42}{0,3}$	$\frac{2,65}{2,6}$	$\frac{10,6}{6,4}$	$\frac{187,5}{77,8}$	$\frac{5,60}{3,0}$
Содержание РЗЭ в некоторых породах /Балашов, 1976; Haskin et al, 1968/									
Граниты ($SiO_2 > 70\%$)		50	100	8,3	1,1	1,12	4,8	165,3	10,4
Риолиты		56	91	8,5	1,39	1,09	4,6	162,58	12,2
Толейты									
океанические		3,36	10,3	3,49	1,26	0,86	3,2	22,47	1,0
континентальные		7,7	20,3	4,1	1,3	0,77	2,45	36,62	3,1
Щелочные базальты		59	105	7,1	2,0	1,13	2,0	176,23	29,5

Примечание. В числителе - средние содержания, в знаменателе - средние квадратичные отклонения, n - число анализов.

цериевых РЗЭ отмечаются относительно повышенные содержания тяжелых лантаноидов. Кривые распределения РЗЭ в казахстанских щелочно-гранитных породах принципиально не отличаются от кривых распределения среднемировых значений РЗЭ.

Средние содержания РЗЭ в щелочных пересыщенных SiO_2 породах примерно в 2 раза выше средних величин, свойственных кислым породам (гранитам и риолитам, см. табл. 19). Большие значения средних квадратичных отклонений отражают резкие колебания содержаний РЗЭ в разных петрографических провинциях: от 214–354 г/т в щелочных гранитах Кольского полуострова до 150–1700 г/т в гранитах Гренландии. Независимо от величины Σ РЗЭ отношение La/Yb в подавляющем большинстве щелочных гранитоидов изменяется слабо и ближе всего соответствует толеитовому. В сравнении с известково-щелочными гранитоидами это отношение ниже в 2–4 раза, а в сравнении с щелочными базальтами – в 5–6 раз. Подобные соотношения лантаноидов свидетельствуют об обогащенности щелочных пересыщенных SiO_2 пород тяжелыми РЗЭ по сравнению со средними значениями, свойственными кислым породам и щелочным базальтам.

Обогащенные Rb ассоциации характеризуются также высоким содержанием РЗЭ, примерно в 3 раза превышающим среднее для гранитов и риолитов (см. табл. 19). Бедные Rb ассоциации содержат в 2 раза меньше РЗЭ. Наиболее низкие количества РЗЭ, приблизительно кларковые для гранитов и риолитов, отмечаются в щелочных гранитах Тлеумбет-Саурского пояса Восточного Казахстана и Горного Алтая. Таким образом, кларковые концентрации РЗЭ в щелочных гранитах свойственны только очень бедным Rb разновидностям. Все остальные типы щелочно-гранитных ассоциаций от 2 до 10 раз богаче РЗЭ по сравнению со средним их содержанием в кислых породах. Отношения нормализованных к хондритам значений La/Yb в выборке из 80 анализов, характеризующих главнейшие щелочные провинции, распределены следующим образом: 65% от 0 до 5, 30% от 5 до 10 и 15% свыше 10. Среднее значение La/Yb колеблется от 5,6 до 8,5 (см. табл. 21).

Положение состава щелочных гранитов, комендитов, базальтов и некоторых других пород на диаграмме La-Sm-Yb показано на рис. 25. Обоснование тезиса о том, что данная диаграмма объективно отражает соотношение главных групп лантаноидов в магматических породах, приведено на с. 54. Выше было показано, что субстрат, из которого формируются щелочно-гранитные расплавы, в существенной мере должен быть базитовым. Демонстрируемая диаграмма показывает, что океанические толеиты и щелочные базальты не должны составлять основу такого субстрата, так как первые характеризуются существенно иттриевым составом, а вторые – существенно цериевым. По-видимому, реально может обсуждаться только модель субстрата, представленного породами, близкими по составу к геосинклинальным базальтам. Кислые и осадочные породы также не могут рассматриваться в качестве исходного субстрата ввиду существенно цериевого состава в них редких земель (см. рис. 25). Кроме того, модель гранитного или осадочного субстрата не объясняет наблюдаемый изотопный состав Sr в щелочно-гранитных породах, а также высокую концентрацию в них Zr и Nb .

Фтор и вода являются важнейшими регуляторами Р-Т-условий магмообразования и становления щелочных расплавов. В рассмотренных типах ассоциаций содержание фтора значительно варьирует (рис. 26). В группе пантеллерит-комендит-щелочно-гранитных ассоциаций, самостоятельных или сопряженных с базальтами и трахитами, резко выделяются высоким содержанием фтора (до 10 кларков) пантеллериты и комендиты Кенийской части Восточно-Африканского рифта. Комендиты Эфиопской и Красноморской частей рифта ха-

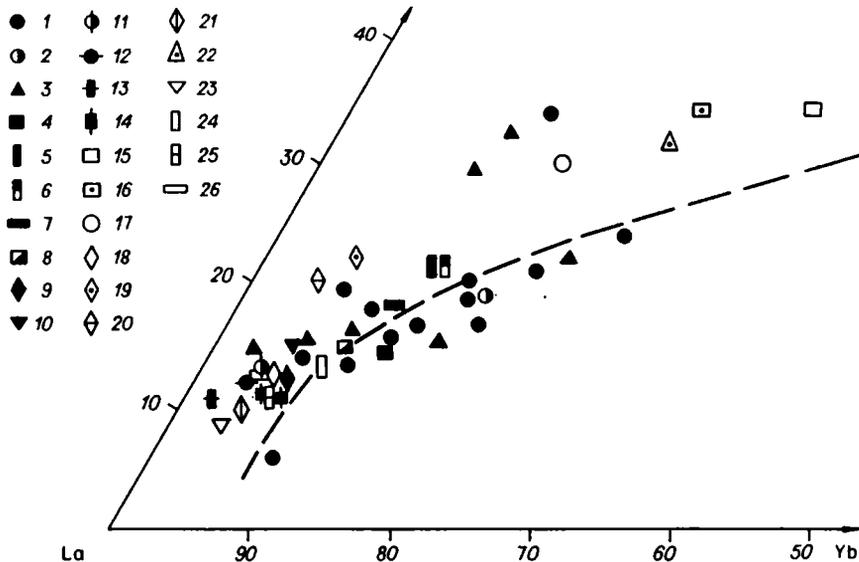
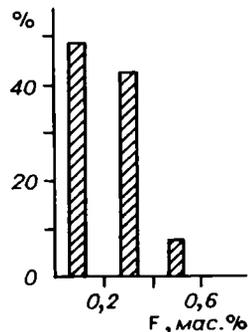


Рис. 25. Редкоземельный состав щелочных пересыщенных SiO_2 пород в сравнении с щелочными и оливиновыми базальтами, трахитами и "средним" гранитом.

1,2 - Восточный Казахстан: 1 - щелочные граниты, 2 - комендиты; 3 - мезозойские щелочные граниты Нигерии /Алексиев, 1970; Bowden, Turner, 1974/; 4 - щелочные граниты грабена Осло /Neumann, Brunfelt, 1977/; 5, 6 - п-ов Ньюфаундленд: 5 - щелочные граниты, 6 - комендиты /Taylor et al., 1981/; 7 - щелочные граниты Кольского полуострова /Батиева, 1976/; 8 - пантеллериты о. Мэр /Ewart et al., 1968/; 9 - щелочные граниты Мидийского плато Саудовской Аравии /Harris, Marriner, 1980/; 10 - щелочные граниты Северо-Восточной Тувы /Коваленко и др., 1969/; 11 - комендиты и пантеллериты Восточно-Африканского рифта /Герасимовский и др., 1972/; 12 - щелочные граниты Южной Гренландии /Герасимовский, Балашов, 1968/; 13 - щелочные граниты огникового комплекса Восточного Саяна /Коваленко и др., 1966/; 14 - куналейский комплекс Западного Забайкалья /Шеремет, 1980/; 15 - океанические толеиты /Herrmann, et al., 1974; Балашов, 1976/; 16 - толеиты Срединно-Атлантического хребта /Frey et al., 1968/; 17 - континентальные толеиты /Балашов, 1976/; 18 - рифтовые щелочные базальты /Белоусов и др., 1974/; 19 - щелочные базальты Гавайских островов /Шиллинг, 1973/; 20 - оливинсодержащие базальты о. Вознесения /Frey et al., 1968/; 21 - средний щелочной базальт /Haskin et al., 1968/; 22 - хондриты /Шиллинг, 1973/; 23 - трахит, о. Гоф /Frey et al., 1968/; 24 - средний гранит /Балашов, 1976/; 25, 26 - средний состав кислых (25) /Виноградов, 1962/ и осадочных (26) /Виноградов, 1962/ пород.

рактируются умеренным содержанием фтора. Комендиты и щелочные граниты Вост. и Юж. Монголии, а также Вост. Казахстана также содержат умеренное количество фтора (1-2 кларка). В группе интрузивных щелочных ассоциаций обогащенные фтором щелочные граниты наблюдаются в связи с калиевыми плюмазитовыми гранитами: литий-фтористыми в Нигерии (1,5-6 кларков) и рапакивиподобными гранитоидами на Алдане (3-4 кларка). В тех же случаях,

Рис. 26. Гистограмма распределения средних содержания фтора в щелочных гранитах, комендитах и пантеллеритах некоторых петрографических провинций (по 425 анализам 23 ассоциаций).



когда такой парагенетической связи нет и щелочные граниты пространственно ассоциируют с бедными фтором щелочно-земельными гранитами, содержание фтора в них близко к кларку. Широкие вариации фтористости щелочных пород согласуются с существенными колебаниями содержания фтора в рибеките и астрофиллите. Преобладают амфиболы с $F < 1\%$, следующая по распространенности группа амфиболов содержит его от 1 до 2%. Редко встречаются амфиболы с содержанием F 3% и более /Коваленко, 1977/. Следует, однако, учитывать, что приведенные цифры содержания фтора в щелочных гранитоидах лишь приближенно отражают первоначальную концентрацию его в расплавах. Тем не менее можно констатировать, что формирование и становление кислых агпайтовых расплавов происходит в условиях умеренной или слабо повышенной фтористости флюидного режима.

Сведения о содержании воды в пересыщенных SiO_2 щелочных расплавах малочисленны. В пересыщенных щелочных лавах Кенийского рифта содержание воды колеблется от 0 до 0,6%, составляя (по разным авторам) в среднем 0,12–0,24% /Бейли, 1981/. Это в несколько раз ниже количества фтора и хлора в этих лавах. В щелочных гранитах главной интрузивной фазы Хан-Богдинского массива Южной Монголии В.Б. Наумовым /Наумов и др., 1980/ концентрация воды в расплаве оценена в среднем $4,1 \pm 1,6\%$.

Д.К. Бейли /1981/ подметил, что в базальт-комендитовых сериях рифтовых зон распределение воды в породах таково, что его нельзя объяснить эволюцией единой магмы. Коэффициенты концентрации воды в комендитах по отношению к базальтам оказались значительно меньше единицы. Базальты содержат воды в 8–10 раз больше, чем одновозрастные с ними пантеллериты из того же вулкана. Это противоречит любым законам фракционирования, и по мнению Д.К. Бейли возможно лишь при условии, что кислая и основная магмы "генерируются при плавлении первичных пород разного состава и не связаны с эволюцией расплавов" /Бейли, 1981/.

Сведения о температурных условиях кристаллизации пересыщенных щелочных расплавов малочисленны. Р. Клохиати /Clocchiatti, 1975/ изучил расплавные включения в кварце из пантеллеритов о. Пантеллерия. Они гомогенизировались при $T = 860^\circ C$. В.Б. Наумовым такие же исследования выполнены для щелочных пород Хан-Богдинской вулканоплутонической структуры Юж. Монголии. Включения в кварце комендитов гомогенизируются при $T = 940-1070^\circ C$, а для субвулканических комендитов и гранитов главной интрузивной фазы получены $T = 830-930^\circ C$. Жильные щелочные граниты и пегматиты содержат низкотемпературные включения. О.Н. Косухиным по нашим образцам проведены аналогичные исследования для щелочных гранит-порфиров Тлеумбет-Саурского пояса и комендитов Баканасской структуры Предчингизского пояса. Полученные значения температур гомогенизации расплавных включений в кварце находятся в интервалах: $640-760^\circ C$ для эгирин-рибекитовых гранит-порфиров гипабиссальной фации и $760-880^\circ C$ для комендитов эффузивной фации. Приведенные данные противоречивы, а ограниченное число их не позволяет сделать окончательный вывод. Косвенные признаки, такие, как отсутствие плагиоклаза, высокая железистость темноцветных минералов, повышенная флюидонасыщенность и выдержанный лейкократовый гипертальусный состав пород в собственно щелочно-гранитных комплексах позволяет для подавляющей массы щелочных гранитов и комендитов считать реальными цифры субликвидусного состояния $850-900^\circ C$ и ниже.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пересыщенные кремнекислотой аглаитовые щелочные породы встречаются во всех структурных элементах Земли, кроме островных дуг, находящихся на ранних стадиях развития, и примыкающих к ним океанических областей. В складчатых поясах и в сводовых активизированных областях эпохи развития щелочно-гранитоидного магматизма часто помешают внутри эпох плюмазитового гранитоидного магматизма и характеризуют периоды кратковременного и резкого усиления режима щелочности магмообразования. В структурах рифтового типа, особенно в молодых рифтах, отчетливо проявляется пространственная и временная связь щелочно-гранитного магматизма со щелочным базальтовым магматизмом. В глубоко вскрытых древних рифтах типа грабена Осло, так же как и в складчатых поясах, вполне отчетливо вырисовывается подобная связь щелочно-гранитного и щелочно-земельно-гранитного магматизма.

В глобальном масштабе генетическая связь пересыщенного кремнекислотой щелочного магматизма со щелочным базальтовым не проявлена. В подавляющем большинстве случаев гипотезе образования пересыщенных аглаитовых пород путем эволюции щелочно-базальтовых магм противоречат следующие обстоятельства: ничтожно малое количество или полное отсутствие базитов во многих вулканических комплексах, в том числе на океанических островах, например Терсейра, Мэр. Среди щелочных интрузивных пород щелочные базиты вместе с ультрабазитами составляют всего 6%, в то время как щелочные граниты - 44% /Лазаренков, 1979/. Следует особо указать, что в литературе не описан ни один пример пространственной и временной сопряженности щелочных гранитов и габбро; бимодальный характер распределения SiO_2 в базальт-комендитовых ассоциациях, связанный с отсутствием или малым количеством пород промежуточного состава. Все это свидетельствует об автономности магм щелочно-гранитного состава.

Специфической геохимической чертой изученных нами щелочных гранитоидов является присутствие в них двух антагонистических ассоциаций редких и рассеянных элементов. К одной из них принадлежат элементы, характерные для базальтоидного магматизма - Co, Fe, Sc, Sr, к другой - литофильные элементы, в большей мере присущие гранитоитам (Li, Rb, Cs, Th, F) и породам щелочного ряда - Hf, Zr, PЗЭ, Nb, Ta, U. Отрицательная корреляционная связь элементов этих ассоциаций согласуется с моделью щелочной гранитизации базитового субстрата, сопровождающейся привнесением гранитофильных элементов и выносом базальтофильных. Последние, таким образом, представляют собой реликтовую ассоциацию элементов, унаследованных от базитового субстрата. В ряде случаев содержания некоторых из них сопоставимы с их кларками в базальтах. Низкие значения первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в подавляющем большинстве пересыщенных щелочных пород, соответствующие мантийным или близкие к ним, обедненность Al и Ca, повышенная железистость свидетельствуют о том, что исходным субст

том для образования щелочно-гранитных расплавов служат малоглиноземистые железистые базиты. Об участии базитового субстрата в образовании щелочно-гранитных пород свидетельствует также более иттриевый состав в них редких земель и относительная обогащенность РЗЭ промежуточной подгруппы, что присуще породам мантийного происхождения, в частности геосинклинальным базальтам и континентальным толеитам.

Содержания редких элементов в щелочных пересыщенных породах варьируют в широких пределах. Несоответствие повышенных концентраций Rb низким величинам первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большинстве щелочно-гранитных пород служит доказательством того, что расплавы с повышенным содержанием Rb формируются при участии обогащенных им глубинных флюидов. Об ювенильном характере гранитизирующих флюидов свидетельствуют также мантийные или близкие к ним отношения Zr и Hf при повышенном их содержании в щелочных гранитах, относительно иттриевый состав РЗЭ при повышенной концентрации редких земель. Высокую степень положительной корреляции с Rb имеют и другие редкие литофильные элементы: Li, Nb, Ta, Y, РЗЭ, Th.

Бедные Rb щелочные гранитоиды представлены в основном эффузивными и эффузивно-интрузивными ассоциациями в складчатых областях, континентальных рифтовых структурах и на океанических островах. Обогащенные Rb породы формируют преимущественно интрузивные комплексы, главным образом на шитах в протогеосинклинальную стадию их развития, или в этап активизации, реже в складчатых областях и на островах внутренних морей.

Режим фтористости щелочных расплавов варьирует в широких пределах. Вместе с тем вариации состава образующихся магм по главным параметрам невелики. Поэтому влияние F на состав котектик или направление путей фракционирования представляется несущественным. Об этом свидетельствует и отсутствие его корреляционных связей со многими главными и второстепенными компонентами. В то же время существующая корреляционная связь F с Nb, Ta, Li, Rb, Yb, Lu, Y, вероятно, говорит об их совместном переносе в форме фторидных соединений.

Мантийная природа пересыщенных щелочных расплавов строго не доказана, несмотря на то, что она живо обсуждается в литературе. Не описано пока ни одно местонахождение в кислых агпайтовых породах включений мантийных пород и минералов. Вместе с тем данные изотопной геохимии, поведение Rb и РЗЭ в щелочных гранитоидах показывают, что пересыщенные щелочные образования океанических островов и рифтовых структур, для которых мантийный источник реально может обсуждаться, принципиально не отличаются от аналогичных пород складчатых поясов и активизированных эпиплатформенных областей. Достаточно широкое развитие в коре щелочно-кислых гнейсов, присутствие в ряде случаев в ранних фазах щелочно-гранитовых комплексов сиенитизированных базитов, которые мы рассматриваем как рести-ты (наши данные), и результаты подсчетов, выполненных В.Г. Лазаренковым /1979/, не оставляют сомнения в том, что главная масса пересыщенных щелочных пород образуется в коре при щелочной гранитизации и последующем плавлении базитового субстрата под воздействием флюидов мантийного происхождения, в той или иной мере обогащенных редкими элементами. Этот вывод справедлив, вероятно, и для океанических островов, таких как Кергелен, Вознесения, Терсейра и др., где имеются все основания предполагать существование микроконтинентов, подвергшихся сиенитизации под влиянием щелочных базальтовых магм.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексиев Е.И. Редкоземельные элементы в молодых гранитах Северной Нигерии и Камеруна и их генетическое значение // *Геохимия*. - 1970. - № 2. - С. 192-198.
- Балашов Ю.А. *Геохимия редкоземельных элементов*. - М.: Наука, 1976. - 207 с.
- Батиева И.Д. *Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова*. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние. 1976. - 210 с.
- Бейли Д.К. *Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты*. - М.: Мир, 1981. - С. 20-30.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. *Вулканические формации*. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 281 с.
- Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. *Восточно-Африканская рифтовая система*. - М.: Наука, 1974. - Т. III. - 269 с.
- Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. *Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты)*. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 196 с.
- Боуден П. *Пересыщенные кремнеземом щелочные породы: граниты, пантеллериты и комендиты // Щелочные породы*. - М.: Мир, 1976. - С. 128-144.
- Брандт С.Б., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. и др. *О мезозойской щелочно-гранитной вулcano-плутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол.* - 1970. - № 11. - С. 27-33.
- Вартанова Н.С., Завьялова И.В., Шербакова Э.В. *Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья*. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - С. 173.
- Виноградов А.П. *Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия*. - 1962. - № 7. - С. 555-571.
- Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Дорфман М.Д. *Минералогические и геохимические особенности Хан-Богдинского массива щелочных гранитов (МНР)*. - М.: Наука, 1981. - 116 с.
- Воскресенская Н.Т., Герасимовский В.И. *Щелочные элементы и таллий в породах Илимаусакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия) и их петрогенетическое значение // Геохимия процессов миграции рудных элементов*. - М.: Наука, 1977. - С. 36-42.
- Геология Монгольской Народной Республики. - М.: Недра, 1973. - Т. 1-3. - С. 2034
- Герасимовский В.И. *Геохимия Илимаусакского щелочного массива*. - М.: Наука, 1969. - 174 с.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А. *К геохимии редкоземельных элементов в Илимаусакском щелочном массиве (Юго-Западная Гренландия) // Геохимия*. - 1968. - № 5. - С. 523-538.
- Герасимовский В.И., Карпушина В.А. *О содержании ниобия и тантала в нигерийских гранитах // Геохимия*. - 1967. - № 6. - С. 730-733.
- Герасимовский В.И., Балашов Ю.А., Карпушина В.А. *Геохимия редкоземельных элементов в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки // Геохимия*. - 1972. - № 5. - С. 515-530.
- Гордиенко И.В. *Девонская вулcano-плутоническая формация юго-западной части Восточного Саяна*. - Улан-Удэ, 1969. - 112 с.
- Горегляд А.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. *Новые данные о внутреннем строении Хан-Богдинского щелочно-гранитного массива (МНР) // Докл. АН СССР*. - 1979. - Т. 246, № 2. - С. 408-411.
- Горегляд А.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Абрамова Е.Е. *Комендиты и пантеллериты в Южной Монголии // Докл. АН СССР*. - 1980. - Т. 251, № 6. - С. 1467-147

- Дурантэ М.В., Зоненшайн Л.П., Горегляд А.В. и др. Геологическое положение Хан-Богдинского массива щелочных пород в МНР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. - 1976. - Т. 4. - С. 85-104.
- Ермолов П.В. Петрология гранитоидов Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана (генетические типы гранитоидов и принципы их выделения): Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1982. - 32 с.
- Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - 206 с.
- Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габброгранитные серии западной части Зайсанской складчатой области. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 207 с.
- Зайшев Н.С., Моссаковский А.А., Дурантэ М.В., Шишкин М.А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми находками лабиринтодонтов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1973. - № 7. - С. 133-144.
- Знаменский Е.Б. Относительность средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - С. 87-95.
- Зырянов В.Н., Путалова Р.В. Метасоматические фации и акцессорные минералы массива Арсалан // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1965. - № 6. - С. 26-34.
- Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография. - М.: ВИНТИ, 1978. - Т. 10. - 125 с.
- Кебезинскас В.В., Лучицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. - М.: Наука, 1976. - 72 с.
- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 184 с.
- Коваленко В.И., Крикберг И.Л., Миронов В.П., Селиванова Г.И. Поведение U, Th, Nb и Ta в процессе альбитизации гранитов огнитского комплекса (Восточный Саян) // Геохимия. - 1964. - № 9. - С. 886-893.
- Коваленко В.И., Знаменская А.С., Афонин В.П. и др. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в метасоматически измененных гранитах огнитского комплекса (Восточный Саян) // Геохимия. - 1966. - № 5. - С. 525-537.
- Коваленко В.И., Знаменская А.С., Пополитов Э.И., Абрамова С.Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов // Геохимия. - 1969. - № 5. - С. 541-553.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). - М.: Наука, 1971. - Вып. 5. - 239 с.
- Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Павленко А.С., Перфильев А.С. Южно-Гобийский комплекс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение // Докл. АН СССР. - 1973. - Т. 210, № 4. - С. 911-915.
- Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лапидес И.Л., Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометалльных гранитоидов // Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 228 с.
- Континентальный вулканизм Монголии. - М.: Наука, 1983. - 183 с.
- Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 189 с.
- Лазаренков В.Г. О распространенности главнейших разновидностей щелочных пород // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 5. - С. 1240-1241.
- Ленников А.М., Недашковский П.Г. Петрология ралакивиллоподобных гранитоидов улканского комплекса. - Владивосток, 1978. - С. 208. - ВИНТИ, № 2423-78 Деп.
- Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза - Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. - М.: Наука, 1972. - С. 68-83.
- Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 310 с.
- Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология земли Мэри Бэрд и берега Эйтса (Зап. Антарктида). - М.: Наука, 1976. - 175 с.
- Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометалльных метасоматитов Тарбагатай. - М.: Наука. - 1968. - 183 с.

- Наумов В.Б., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Ярмолюк В.В. Условия кристаллизации щелочных гранитов и комендитов Южно-Гобийского пояса МНР по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 255, № 5. - С. 1244-1247.
- Недашковский П.Г., Дербаремдикер М.М., Славина С.П. и др. Распределение акцессорных элементов в гранитоидах Улканского массива // Геохимические циклы Дальнего Востока. - Владивосток, 1969. - С. 65-76.
- Нечаева И.А. К вопросу о комагматичности щелочных гранитов Горного Алтая // Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 202. - 3 с.
- Нечаева И.А. Щелочные гранитоиды Горного Алтая и их редкометалльная минерализация // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. - М.: Наука, 1973. - С. 5-24.
- Нечаева И.А. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. - М.: Наука, 1976. - 145 с.
- Павленко В.С., Арсеньева А.Д., Капитонова Т.А., Попова В.А. Петрология и геохимия щелочных метасоматических гранитов. - М.: Недра, 1973. - 198 с.
- Роненсон Б.М. О палингенно-метасоматической гипотезе образования щелочных пород // Труды Ильменского гос. заповедника. - 1974. - Вып. 11. - С. 40-46.
- Салтыковский А.Я., Оролмаа М.М. Позднепалеозойский-мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. - М.: Наука, 1977. - 202 с.
- Сандомирова Г.П., Плюсин Г.С., Коваленко В.И. и др. Возраст щелочных гранитов по данным рубидий-стронциевого метода // Геология и геофизика. - 1980. - № 2. - С. 150-154.
- Стеркин В.Д., Кошкин В.Я., Галузо Д.И. Щелочные гранитоиды Северо-Восточного Прибалхашья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. - Алма-Ата, 1974. - С. 139-146.
- Сунволь Б. Отношение Rb/Sr в магматических породах области Осло // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 137-140.
- Тугаринов А.И., Вайнштейн Э.Е., Шевальевский И.Д. О соотношении гафния и циркония в цирконах изверженных и метасоматических пород // Геохимия. - 1956. - № 4. - С. 28-37.
- Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. - М.: Наука, 1973. - 107 с.
- Флор П. Щелочные гнейсы // Щелочные породы. - М.: Мир, 1976. - С. 144-164.
- Шеремет Е.М. О рудоносности моношлатовых щелочных гранитоидов в Западном Забайкалье // Изв. вузов. Геол. и разв. - 1980. - № 8. - С. 46-51.
- Шиллинг Д.Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. - М.: Мир, 1973. - С. 198-242.
- Ярмолюк В.В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. - М.: Наука, 1978. - 134 с.
- Ярмолюк В.В. Щелочные магматические образования хребта Сумен-Хайрхан (Заалтайская Гоби, МНР) // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 4. - С. 936-938.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Самойлов В.С. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 5. - С. 1244-1248.
- Яшина Р.М. Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. - М.: Наука, 1982. - 263 с.
- Яшина Р.М., Павлов В.А. Формация щелочных гранитов и сиенитов // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. - М.: Наука, 1975. - С. 258-271.
- Baker P.E. Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands // Bull. volcanol. - 1974 (1975). - V. 38, N 3. - P. 737-754.
- Baker F.E., Buckley F. Petrology and chemistry of Eastern Island // Contrib. Mineral. Petrol. - 1974. - V. 44. - P. 85-100.
- Bailey D.K. Volcanism, Earth degassing and replenished lithosphere mantle // Phil. Trans. R. Soc. Lond. - 1980. - A 297. - P. 309-32.
- Bailey D.K., Macdonald R. Retrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents // Contrib. Mineral. Petrol. - 1970. - V. 28. - P. 340-351.

- Bevier M.L. The Rainbow Range, British Columbia: a Miocene peralkaline Shield volcano // *Volcanol. Geotherm. Res.* - 1981. - N 11. - P. 225-251.
- Bonin B., Grelou-Orsini C., Vialette Y. Age, origin and evolution of the Anorogenic complex of Evisa (Corsica): AK-Li-Rb-Sr study // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1978. - V. 65. - P. 425-432.
- Bonin B., Bowden P. Les complexes annulaires acides du Nigeria et le magmatisme anorogénique africain // *Rev. geol. dyn et geogr. phys.* - 1979. - V. 21, N 5. - P. 411-418.
- Bowden P., Whitley J.E. Rare - earth patterns in peralkaline and associated granites // *Lithos.* - 1974. - V. 7, N 1. - P. 15-21.
- Bowden P., Turner D.C. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria - Niger Province, West Africa // *The Alkaline Rocks.* - London - New York - Sydney - Toronto: John Wiley & sons. - 1974. - P. 330-354.
- Butler J.R., Smith A.Z. Zirconium, niobium and certain other trace elements in some alkali igneous rocks // *Geochim et cosmochem. acta.* - 1962. - V. 26. - P. 945-953.
- Butler J.R., Bowden P., Smith A.Z. K/Rb ratios in the evolution of the Younger Granites of Northern Nigeria // *Geochem. et cosmochem. Acta.* - 1962. - V. 26. - P. 89-100.
- Clocchiatti R. Les inclusions vitreuses des cristaux de quartz // *Mem. Soc. Geol. France.* - 1975. - V. 54, N 122. - P. 1-96.
- Diskinson D.R., Gibson I.L. Feldspar fractionation and anomalous $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in a suite of peralkaline silicic rocks // *Bull. Geol. Soc. Am.* - 1972. - V. 83. - P. 231-240.
- Dupont R., Bonin B. Le massif alcalin de FERIA - Sierra Vieja (Sierra Morena occidental, Province de Badajoz, Espagne): un jalon du magmatisme anorogénique de Méditerranée occidentale // *Bull. Soc. geol. France.* - 1981 (7). - T. XXIII, N 5. - P. 477-485.
- El-Hinnawi E.E. Petrochemical characters of African Volcanic rocks. Part 1: Ethiopia and Red Sea Region // *Neues. Jahrb. Miner. Mh.* - 1964. - V. 3. - P. 65-80.
- Ewart A., Taylor S.R., Capp A.C. Geochemistry of the Pantellerites of Mayor Island, New Zealand // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 1968. - V. 17. - P. 116-140.
- Ferrara G., Treuil M. Petrological implications of trace Element and Sr isotope distribution in basalt-pantellerite series // *Bull. Volcanol.* - 1975. - V. 38, N 3. - P. 548-574.
- Fletcher C.J.N., Litherland M. The geology and tectonic setting of the Velasco Alkaline Province, eastern Bolivia // *J. Geol. Soc.*, London. - 1982. - V. 138. - P. 541-548.
- Frey F.A., Haskin M.A., Poetz J.A., Haskin L.A. Rare earth abundances in some basic rocks // *J. Geophys. Res.* - 1968. - V. 73. - N 18. - P. 6085-6098.
- Harris N.B.W., Marriner G.F. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia // *Lithos.* - 1980. - T. 13, N 4. - P. 325-337.
- Harris C., Bell J.D., Atkins F.B. Isotopic composition of lead and strontium in lavas and coarse-grained blocks from Ascension Island, South Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1982. - V. 60, N 1. - P. 79-85.
- Harris C., Bell J.D., Atkins F.B. Isotopic composition of lead and strontium lavas and coarse-grained blocks from Ascension Island, South Atlantic - an addendum // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 1983. - V. 63, N 1. - P. 139-141.
- Hashimoto M. Коэффициент хагаку хакубудукай сэнхо // *Mem. Nat. Sci. Mus.* - 1974. - N 7. - P. 19-24 (на япон. яз.).
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman Th.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths // *Origin and distribution of the elements.* Oxford. - 1968. - P. 270-281.

- Holm R.F. Petrology of alkalic gneisses in the Dahomeyan of Ghana // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1974. - V. 85, N 9. - P. 1441-1448.
- Imslund P., Larsen J.G., Prestvik T., Sigmond E.M. The geology and petrology of Bouventya, South Atlantic Ocean // Lithos. - 1977. - V. 10, N 3. - P. 213-234.
- Lyengar S.V.P., Kresten P., Paul D.K., Brunfet A.O. Geochemistry of the Precambrian magmatic rocks of Mayurbhanj district, Orissa // Geol. Soc. of India. - 1981. - V. 22, July. - P. 305-315.
- Jacquemin H., Sheppard S.M.F., Vidal Ph. Isotopic geochemistry (O, Sr, Pb) of the Golda Zuelva and Mboutou anorogenic complexes, North Cameroun; mantle origin with evidence for crustal contamination // Earth Planet. Sci. Lett. - 1982. - V. 61. - P. 97-111.
- Kabesh M.L., Aly M.M., Attawiya M.Y. Petrochemistry and petrogenesis of some posttrap alkaline granite of Gabal Hufach, Sudded Area, Yemen Arab Republic // Acta Mineralogica (Szeged.). - 1979. - V. XXIV/1. - P. 29-40.
- Korringa M.K., Noble D.C. Genetic significance of chemical, isotopic, and petrographic features of some peralkaline salic rocks from the island of Pantelleria // Earth Planet. Sci. Lett. - 1972. - V. 17. - P. 258-262.
- Libby W.G. The felsic alkaline rocks / Contributions to the geology of the Eastern Goldfields province of the Yilgarn Block // Geol. Surv. of Western Australia. - 1978. - Rept. 9. - P. 111-137.
- Neumann E.-R., Brunfelt A.O., Finstad K.G. Rare earth elements in some igneous rocks in the Oslo rift, Norway // Lithos. - 1977. - V. 10, N 4. - P. 311-319.
- Nicholls J., Carmichael I.S.E. Peralkaline acid liquids, a petrological study // Contrib. Mineral. Petrol. - 1969. - V. 20. - P. 268-294.
- Noble D.C., Parker D.F. Peralkaline Silitic volcanic rocks of the Western United States // Bull. volcanol. - 1975. - V. 38, N 3. - P. 803-836.
- Noble D.C., Haffty J. Minor-element and revised major - element contents of some mediterranean pantellerites and comendites // Petrol. - 1969. - V. 10, N 3. - P. 502-509.
- Radian A.A.M., Fyfe W.S., Kerrich R. Origin of Peralkaline Granites of Saudi Arabia // Contrib. Mineral. Petrol. - 1981. - V. 78. - P. 358-366.
- Schmincke H.U. Volcanic and Chemical Evolution of the Canary Islands // Geology North-West African Continental Margin. - Berlin e. a., 1982. - P. 273-306.
- Self S., Gunn B.M. Petrology, volume and age relations of alkaline and saturated peralkaline volcanics from Terceira, Azores // Contrib. Mineral. Petrol. - 1976. - V. 54, N 4. - P. 293-313.
- Taylor R.P., Strong D.F., Fryer B.J. Volatile Control of Crystallizing Trace Element Distributions in Peralkaline Granitic and Volcanic Rocks // Contrib. Mineral. Petrol. - 1981. - V. 77. - P. 267-271.
- Teng H.C., Strong D.F. Geology and geochemistry of the St. Lawrence peralkaline granite and associated Fluorite deposits, southeast Newfoundland // Can. J. Earth Sci. - 1976. - V. 13, N 10. - P. 1374-1385.
- Turekian K.K., Wedephol K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1961. - V. 72, N 2. - P. 175-192.
- Vidal Ph., Dosso L., Bowden P., Lameyre J. Strontium isotope geochemistry in syenite - alkaline granite complexes // Origin and distribution of the elements. Proceedings of the second symposium. - Paris, 1977. - P. 223-231.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (П.В. Ермолов)	3
Казахстано-Монгольская провинция щелочных гранитов, гранит-порфиров и комендитов (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров)	4
Структурная позиция и внутреннее строение провинции (П.В. Ермолов)	-
Геология пересыщенных кремнеземом аплитовых щелочных пород (П.В. Ермолов)	6
Тлеумбет-Саурский пояс (П.В. Ермолов)	-
Горноалтайский ареал (П.В. Ермолов)	12
Предчингизский пояс (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров, Н.И. Тихомирова)	16
Южная Монголия (П.В. Ермолов)	19
Возраст пересыщенных щелочных пород Восточного Казахстана и Южной Монголии (П.В. Ермолов)	23
Петрография и минералогия (П.В. Ермолов)	24
Петрохимия (П.В. Ермолов, А.Г. Владимиров)	37
Геохимия (Н.И. Тихомирова)	42
Проблемы петрологии пересыщенных кремнеземом аплитовых щелочных пород (П.В. Ермолов, Н.И. Тихомирова, А.Г. Владимиров)	63
Заключение (П.В. Ермолов, Н.И. Тихомирова, А.Г. Владимиров)	80
Литература	82

Научное издание

Ермолов Петр Васильевич
Владимиров Александр Геннадьевич
Тихомирова Нина Ивановна

ПЕТРОЛОГИЯ ПЕРЕСЫЩЕННЫХ КРЕМНЕЗЕМОМ
АГПАИТОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Редактор издательства И.С. Цитович
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник Н.А. Пискун
Технический редактор Н.М. Остроумова
Корректоры О.А. Зими́на, Е.Н. Зими́на

ИБ № 34204

Сдано в набор 30.11.87. Подписано к печати 07.05.88. МН-01034.
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.
Усл. печ. л. 7,2. Усл. кр.-отг. 7,5. Уч.-изд. л. 7,5.
Тираж 650 экз. Заказ № 1233. Цена 1 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",
Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства "Наука". 630077, Новосибирск,
ул. Станиславского, 25.