

## ПЕТРОЛОГИЯ И ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЛАМПРОФИРОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

**Е.А. Васюкова, А.Э. Изох, А.С. Борисенко, Г.Г. Павлова, В.П. Сухоруков, Чан Туан Ань\***

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

*\* Институт геологических наук Академии наук и технологий Вьетнама. Ханой, Вьетнам*

Мезозойский чуйский дайковый комплекс был выделен Р.В. Оболенской на основании сходства в минеральном составе даек и их возрастных характеристиках. Лампрофиры приурочены к крупным сдвиговым зонам — Теректинско-Толбонурской и Курайско-Кобдинской. Чуйский комплекс был изучен на примере двух ареалов — Южно-Чуйского и Юстыдского, различающихся разным уровнем эрозионного среза. Дайки первого ареала находятся в Южно-Чуйском хребте, где они секут кембро-ордовикские метаморфические породы. Дайки Юстыдского ареала располагаются в девонской толще терригенных черносланцевых отложений Юстыдского прогиба. Дайки из разных ареалов имеют различия по структурно-текстурным особенностям, степени карбонатизации, имеют систематические различия в составе минералов. Проведенные исследования пород и минералов позволяют подтвердить принадлежность даек обоих ареалов к одному комплексу, установить закономерности вещественного состава для всего комплекса и его локальных ареалов, обосновать выделение ареалов не только с геологической позиции, но и по составу, структурно-текстурным особенностям, составу минералов. Геохронологические данные позволяют выделить два этапа формирования комплекса: 236—234 и 250—242 млн лет. Также в данной статье показано, что лампрофиры и синхронные им сиениты Тархатинского массива являются фракционатами одного материнского расплава и могут быть объединены в один гипабиссально-плутонический комплекс. Сравнение с другими пермотриасовыми комплексами лампрофиров показало, что широкие вариации состава пород комплекса и тренды, установленные на вариационных диаграммах, а также геохимические аномалии являются характерными признаками комплексов высококалийных лампрофиров.

*Лампрофиры, петрология, геохронология, ранний мезозой, Горный Алтай.*

### EARLY MESOZOIC LAMPROPHYRES IN GORNY ALTAI: PETROLOGY AND AGE BOUNDARIES

**E.A. Vasyukova, A.E. Izokh, A.S. Borisenko, G.G. Pavlova, V.P. Sukhorukov, and Tran Tuan Anh**

The Mesozoic Chuya dike complex was recognized by R.V. Obolenskaya based on the similar mineral composition of dikes and their age characteristics. Lamprophyres occur along the large Terekta-Tolbonur and Kurai-Kobda shear zones. The Chuya complex was studied by the example of two areas, South Chuya and Yustyd, with different levels of erosional truncation. The dikes of the first area are localized in the South Chuya Ridge, where they cut Cambrian-Ordovician metamorphic rocks, and the dikes of the Yustyd area occur in the Devonian terrigenous blackshale deposits of the Yustyd trough. The dikes of these areas differ in structures, textures, the degree of carbonatization, and mineral composition. The performed studies of rocks and minerals confirmed that the dikes of both areas belong to the same complex. They helped to establish the regularities of the lithologic composition of the entire complex and its local areas and to substantiate the recognition of areas not only from their geologic position but also by the composition, structures, and textures of rocks and the mineral composition. Geochronological data show two stages of the complex formation: 236–234 and 250–242 Ma. The results of studies also demonstrate that the lamprophyres and coeval syenites of the Tarkhata massif are fractionates of the same parental melt and can be united into a hypabyssal-plutonic complex. Comparison with other Permo-Triassic lamprophyre complexes showed that the wide variations of the composition of the Chuya rocks and its trend as well as the geochemical anomalies are specific features of complexes of high-K lamprophyres.

*Lamprophyres, petrology, geochronology, Early Mesozoic, Gorny Altai*

### ВВЕДЕНИЕ

Лампрофиры являются гипабиссальными порфиrowыми или порфиrowидными породами с вкрапленниками, представленными темноцветами. На сегодняшний момент существует только одна признанная классификация лампрофиров [Rosenbusch, 1887], которая основана только на соотношении минеральных фаз (полевых шпатов и темноцветов), а названия лампрофиров носят региональный характер. Лампрофиры характеризуются многообразием текстур и структур, неоднородностью состава пород, а

проблема их генезиса, возможность существования лампрофировой магмы до сих пор являются темой активных дискуссий в научной литературе.

Очередным толчком к изучению лампрофиров стали многочисленные публикации о пространственной совмещенности комплексов известковых и известково-щелочных лампрофиров и рудных районов с Sn-сульфидным, Sn-Ag, Ag-Sb, Sb и Sb-Hg, Ag-Ni-Co, Au-As, Ag-Pb-Zn и другими типами оруденения (Рудные горы [Seifert, 2009], Памиро-Гималаи, Северный Вьетнам и Южный Китай [Нои, Cook, 2009]). Лампрофиры могут быть проявлены самостоятельно и быть пространственно обособленными от других магматических ассоциаций либо сближены по времени и месту формирования с ареалами развития гранитоидного и базитового магматизма. Такие районы существенно отличаются по особенностям металлогении и по составу рудных комплексов в них. Поэтому выяснение пространственно-временных и генетических соотношений лампрофиров с различными типами оруденения и проявлениями базитового и гранитоидного магматизма — важная проблема при изучении мантийно-коровых рудно-магматических систем и генезиса продуцируемого ими низкотемпературного гидротермального оруденения. Для понимания связи магматизма и оруденения важное значение имеют возрастные данные по дайковому магматизму, петрологические вопросы, связанные с условиями фракционирования родоначального расплава, и флюидный режим генерации и кристаллизации.

Крупные ареалы дайковых комплексов лампрофиров пермотриасового возраста выявлены в различных районах Евразии (Западная Сибирь, Таймыр, Тянь-Шань, Северо-Западный и Центральный Китай, Южный Вьетнам и др.). Наиболее значительными из них являются ареалы лампрофиров на Таймыре, северо-западе Сибирской платформы (Каменская провинция) и юго-востоке Алтая, северо-западе Монголии. Эти ареалы связывают с регрессивным этапом развития пермотриасовых плюмов — Сибирского, Эмейшаньского [Добрецов, Верниковский, 2001; Nikishin et al., 2002; Добрецов, 2003; Добрецов и др., 2005, 2010; Борисенко и др., 2006].

Ареал развития лампрофиров, выделенный Р.В. Оболенской [Оболенская, 1971], известен на юго-востоке Алтая и северо-западе Монголии, где с ним пространственно совмещен крупный рудный район с Ag-Ab, Sb-Hg, Mo-W-грейзеновым, Ni-Co-As и другими типами оруденения [Борисенко и др., 1992; Павлова и др., 2008; Третьякова и др., 2010]. Его протяженность с северо-запада на юго-восток около 500 км при ширине 200—250 км. В его контурах дайки лампрофиров распределены неравномерно и образуют несколько обособленных локальных ареалов: Акташский, Актуринский, Калгутинский, Южно-Чуйский и Юстыдский (рис. 1). Отдельные дайки известны и южнее в структурах Монгольского Алтая в Толбонурском рудном узле.

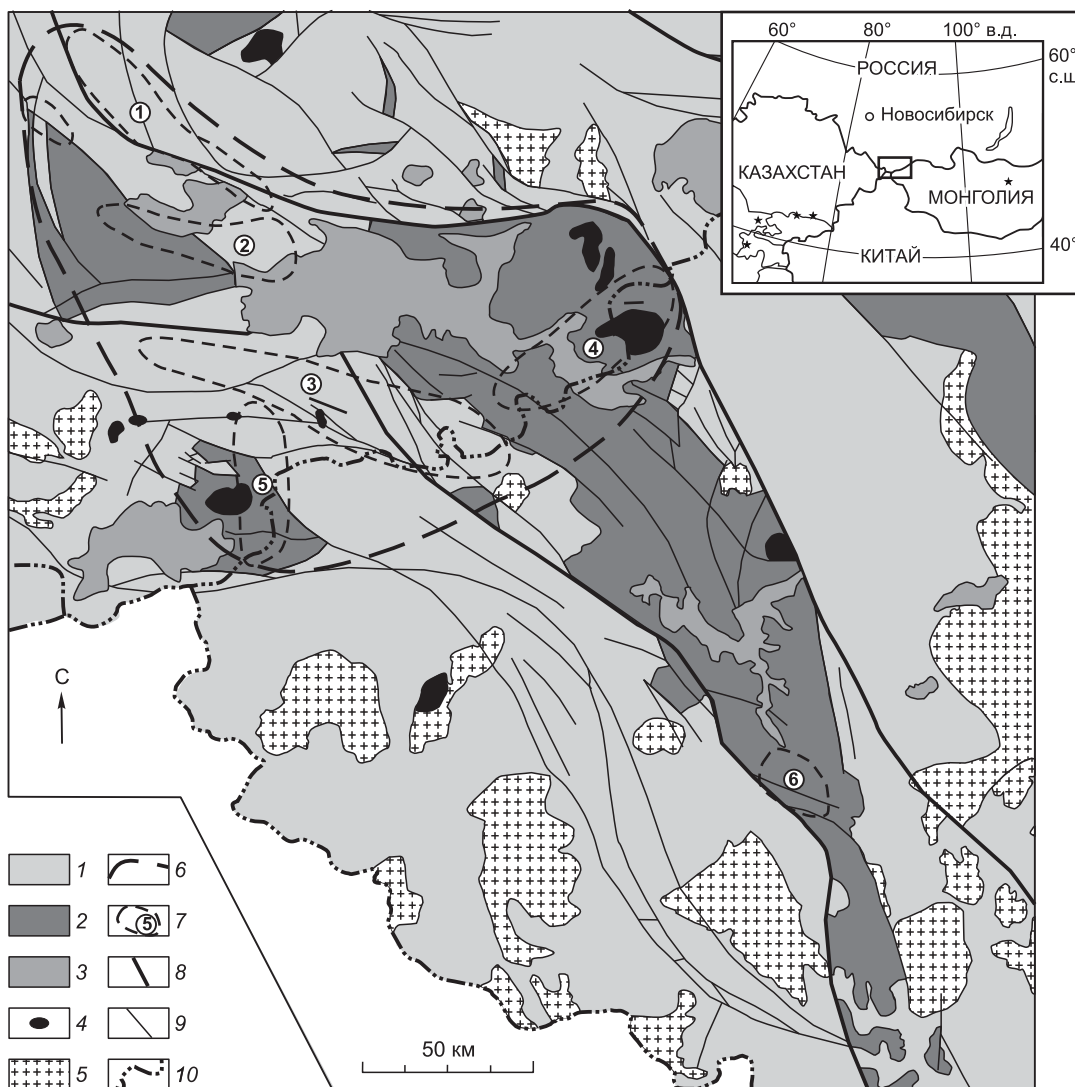
С чуйским комплексом пространственно и по времени формирования ассоциируют пермотриасовый теректинский габбро-долеритовый и триасовый граносиенит-монцодиоритовый тархатинский комплексы. Тархатинский комплекс, рассматривавшийся до настоящего времени как самостоятельный, сопровождается проявлениями железорудной, медной минерализации, характеризующейся Cu, Co ± Bi ± Ag геохимическим профилем. Кроме того, гранитоидные интрузии раннесреднетриасового возраста обнаружены на севере и востоке ареала (Актуркольский, Цузутусайский массивы) и на юго-западе (Цагангольский массив, СЗ Монголия). С ними ассоциирует оруденение Cu-Mo-W-Bi-Au геохимического профиля. Более молодыми по отношению к лампрофирам являются редкометалльные граниты чиндагуйского, калгутинского и восточно-калгутинского комплексов, с которыми связано комплексное Mo-W, Pb-Ag (Cu, Bi) оруденение.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по геологическим условиям формирования лампрофиров чуйского комплекса, их соотношениям с другими типами магматизма в регионе, геохронологии, геохимии и петрологии. Обобщение и анализ этих материалов с учетом литературных данных по другим районам приводятся в данной статье.

## ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ПЕРМОТРИАСОВЫМ КОМПЛЕКСАМ ЛАМПРОФИРОВ АЗИИ

Ареалы раннемезозойских лампрофиров проявлены и в других районах Евразии: на северо-западе, в центральной и южной частях Китая, на Тянь-Шане, во Вьетнаме и др. Все рассмотренные ареалы локализованы в областях развития внутриплитного рифтогенного или плюмового базитового и гранитоидного магматизма и пространственно связаны с зонами крупных разломов. При этом время их формирования на 10—30 млн лет позднее основного объема плюмового магматизма, что позволяет рассматривать проявление этого типа магматизма как отражение регрессивного этапа развития LIP [Добрецов и др., 2010].

Крупный ареал даек лампрофиров выявлен на Таймыре [Равич, 1959; Верниковский, 1996; Романов, 2002; и др.]. Большинство из них располагаются на Западном Таймыре, а отдельные дайки — в Центральном. Лампрофировые дайки являются субвертикальными, имеют преимущественно северо-за-



**Рис. 1. Схема района распространения лампрофировых даек чуйского комплекса на территории Российской Федерации (составлена по материалам с использованием работ [Добрецов и др., 1995, 2005]).**

1 — кембро-ордовикские метаморфические породы; 2 — девонские отложения; 3 — четвертичные отложения; 4 — мезозойские гранитоиды; 5 — другие гранитоиды региона; 6 — область распространения лампрофировых даек чуйского комплекса; 7 — локальные ареалы лампрофиров в пределах чуйского комплекса (1 — Акташский, 2 — Актуринский, 3 — Южно-Чуйский, 4 — Юстыдский, 5 — Калгутинский, 6 — Толбонурский). Чертой показаны преобладающие направления простирания даек ареала; 8 — тектонические зоны; 9 — разломы; 10 — государственная граница.

падное простирание и приурочены к крупным разломным зонам также северо-западного простирания. Такие зоны протягиваются на 150—400 км при ширине 25—80 км. Лампрофиры представлены минеттами, керсантитами, бостонитами. С ними ассоциируют дайки и штоки сиенитов, субщелочных и щелочных гранитов, возраст которых — 249—241 (U-Pb), 245—240 млн лет (Ar-Ar) и 232 млн лет [Верниковский и др., 2001]. Возраст лампроитов, определенный K-Ar, Rb-Sr и Ar-Ar методами, отвечает интервалу 230—225 млн лет, что не противоречит геологическим данным.

На северо-западе Китая (провинция Бейшань, пров. Ганьсу) выявляется **Лиуяньский ареал** слюдяных лампрофиров [Liu et al., 2006]. Он локализован в структурах позднепалеозойского рифтогенного прогиба, выполненного раннепермскими вулканогенно-осадочными породами. Возраст лампрофиров, установленный K-Ar и Ar-Ar методом по флогопиту, составляет 240—218 млн лет. Причем выявляются два этапа их формирования с разницей в 20 млн лет: 240.2—236.8 и 220.6—218.7 млн лет. С этим ареалом ассоциируют карбонатиты [Pirajno et al., 2008].

Еще один обособленный ареал слюдяных лампрофиров установлен в **Южном Вьетнаме** (Контумский блок), где он сопряжен с крупной разломно-сдвиговой сутурой Тамху-Фуок Сон [Tran Tuan Anh et al., 2007]. Лампрофиры этого ареала представлены в основном минеттами. Их возраст, по данным Ar-Ar метода, составляет 246—228 млн лет. Здесь также выделяются два этапа их формирования 246—240 и 228 млн лет.

Лампроиты Таймыра [Романов, 2002] являются порфиоровыми или порфиоровидными породами с флогопитом, оливином, моноклинным пироксеном и лейцитом во вкрапленниках. Основная масса состоит из ортоклаза, лейцита, флогопита, пироксена и амфибола, иногда витрифицирована. Во вторичных минералах отмечаются хлорит, тальк, серпентин, карбонаты, цеолиты, кварц и др. Преобладающие акцессорные минералы — хромшпинелиды и апатит. Также отмечаются магнетит, ильменит, перовскит, циркон, рутил, корунд. Слюды лампроитовых даек относятся к группе низкотитанистых флогопитов-истонитов ( $Al_2O_3 = 9—14$ ;  $TiO_2 = 0.92—1.38$  мас. %), с умеренным содержанием хрома ( $Cr_2O_3 < 0.59$  мас. %) и повышенным содержанием F (до 1.51 %). Флогопиты трубок взрыва дают более широкие вариации составов, образуя отдельные кластеры по содержанию титана (0.83—0.80 и 2.28—2.45 мас. %), хрома (1.13—1.14 и 0.06 мас. %), FeO (2.99—2.95 и 9.78—10.02 мас. %). Флогопиты лампрофиров ареала Лиуньянь принадлежат группе истонитов с высоким содержанием F. По содержанию  $TiO_2$  они делятся на низко- и высокотитанистые ( $< 0.05$  и 1.6—2.53 мас. % соответственно).

Лампрофиры Южного Вьетнама имеют порфиоровидную структуру с фенокристами преимущественно флогопита и клинопироксеном, биотитом, амфиболом, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в основной массе. Флогопиты характеризуются повышенными содержаниями алюминия, что также позволяет отнести их к группе истонитов ( $Al_2O_3 = 12—17$  мас. %).

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Образцы для изучения отбирались преимущественно на российской части ареала от Акташского ртутного месторождения на севере до месторождения Асгат на юге. Было собрано около 120 образцов с 17 объектов. Со всех образцов было подготовлено более 150 шлифов, которые использовались для контроля качества петрохимических и геохимических исследований. Состав минералов определяли на рентгеноспектральных микроанализаторах САМЕВАХ-МІСRO и JEOL-8100. Для геохимических исследований было выделено 39 образцов лампрофиров и сиенитов. Содержания породообразующих и редких элементов определяли рентгенофлуоресцентным анализом (РФА) и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) соответственно. Аналитическая ошибка порядка 5 % для РФА-метода и 5—10 % для ICP-MS, в зависимости от элемента (около 5 % для элементов с содержанием выше 10 г/т и до 10 % для элементов с содержанием ниже 10 г/т). Все исследования проведены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (Новосибирск).

Геохронологические исследования Ar-Ar методом проводились в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН. Анализ цирконов методом SHRIMP-II был сделан в Центре геохронологических исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Чуйский комплекс протягивается с юго-востока Алтая до северо-запада Монголии, локализуясь в северо-восточной части Алтае-Монгольского террейна ЦАСП. Вмещающие породы представлены вендраннепалеозойскими (V-Є) флишоидными толщами, перекрытыми местами нижнедевонскими вулканогенно-осадочными и среднепозднедевонскими углистыми терригенными отложениями наложенных прогибов, сформировавшихся на герцинской активной континентальной окраине [Берзин и др., 1994; Добрецов и др., 1995]. Ареал ограничен крупными разломными зонами — Кузнецко-Курайско-Кобдинской и Теректинско-Толбонурской (рис. 1). Вдоль этих структур он протягивается в юго-восточном направлении от Айгулакского хребта на севере до оз. Толбонур на юге. В этом регионе разными исследователями закартировано более 400 даек лампрофиров, около половины из которых локализовано в наиболее крупном Южно-Чуйском ареале. Нами были изучены лампрофировые дайки Южно-Чуйского и Юстыдского локальных ареалов. Оба выбранных нами для проведения исследований ареала являются, во-первых, наиболее крупными по количеству и плотности даек, во-вторых, они приурочены к различным тектоническим зонам (см. рис. 1), в-третьих, вмещающие дайки породы различаются как по возрасту, так и по составу. Кроме того, металлогения этих двух ареалов существенно различается. В Юстыдском ареале широко развито Ag-Sb оруденение, представленное протяженными жильными зонами сидерит-сульфосольного состава (месторождения Асгат, Озерное, Пограничное и др.), во втором — известны лишь небольшие рудопроявления Ag-Hg-Sb, Cu-U-Au, Ni-Co и Ag-Pb-Zn типа [Борисенко и др., 2011].

Лампрофиры чуйского комплекса представлены в основном минеттами. Дайки являются крутопадающими геологическими телами преимущественно северо-восточного или субширотного простирания мощностью от нескольких сантиметров до 10 м и протяженностью до 1 км. Помимо даек предыдущими исследователями описываются также трубки взрыва, сложенные обломками крупнозернистых лампрофиров, сланцев и гранитов, сцементированных более мелкозернистым магматическим материалом «лампрофирового» состава [Оболенская, 1971].

Дайки Южно-Чуйского ареала приурочены к Теректинско-Толбонурской разломной зоне северо-западного простирания, повторяя ее направленность. Они секут кембро-ордовикские толщи кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов с линзами известняков катунской свиты ( $C_{2-3}kt$ ). Породы даек этого ареала, согласно международной классификации лампрофиров, относятся к минеттам или лейкократовым минеттам. Все дайки имеют зону закалки. В этом ареале отмечаются сложные симметричные дайки типа «дайка-в-даике». Породы в таких дайках отличаются по текстурным особенностям и/или цвету, составу. В одних дайках краевые (ранние) части даек сложены более меланократовым материалом, чем центральные лейкократовые. В лейкократовой части наблюдаются ксенолиты меланократового лампрофира, что позволяет обосновать временную последовательность их формирования. В других дайках каждый новый пульс внедрения расплава маркируется плоской поверхностью, явно выделяющейся по составу и текстуре (рис. 2, б). От эндоконтакта по направлению к центру размер и количество глобул возрастает, переходя в центральной части в равномерно-зернистую породу (см. рис. 2, а). Присутствие таких даек свидетельствует о многократном внедрении расплава в одну трещину и неоднократности тектонических и магматических событий. В свою очередь, это позволяет проследить особенности эволюции лампрофирового магматизма.

В Южно-Чуйском ареале синхронно с дайками проявлены монцодиорит-сиенит-монцогранитные интрузивы, объединяемые в тархатинский комплекс. В состав комплекса входят два интрузива: Тархатинский и Жаньёденгуйский, которые приурочены к Жасатерскому второстепенному разлому. Более крупный из них (размеры выхода составляют  $\sim 3 \times 1$  км) Тархатинский массив несколько вытянут в северо-западном направлении, прорывает с образованием биотит-кордиеритовых роговиков песчано-сланцевые отложения катунской свиты. Северо-восточная граница массива тектоническая. Ширина контактового ореола варьирует в пределах 400 м. Несмотря на слабую обнаженность массива, уверенно фиксируется его асимметрично-зональное строение: краевые части, за исключением юго-западного фрагмента, сложены мелкозернистыми порфиroidными биотитовыми ( $\pm$  амфибол,  $\pm$  пироксен) монцодиоритами и сиенитами, центральные — мелко- и среднезернистыми слабопорфиroidными биотитовыми граносиенитами и монцогранитами. Переходы между разновидностями постепенные, что указывает на однофазное строение интрузива, при этом характер зональности отражает направленность кристаллизационной дифференциации. Нами не было зафиксировано контакта между породами Тархатинского массива и лампрофирами Южно-Чуйского ареала, однако в некоторых дайках отмечаются маломощные жилы аплитового облика сиенитового состава с преобладающим калиевым полевым шпатом, флогопитом и пироксеном, которые близки к сиенитам Тархатинского интрузива. Это может свидетельствовать, что породы Тархатинского массива могут быть дифференциатами щелочно-базитового расплава в промежуточном очаге.

Дайки Юстыдского ареала имеют преимущественно субширотное до северо-западного простирание. Они располагаются вдоль Курайско-Кобдинского сдвига и оперяющих его нарушений. Дайки секут мощную (4—6 км) черносланцевую высокоуглеродистую толщу тонкопереслаивающихся аргиллитов, алевролитов и органогенных известняков ташантинской свиты ( $D_2tš$ ). По принятой классификации лампрофиров, в соответствии с их минеральным составом дайки Юстыдского ареала представлены преимущественно среднекрупнозернистыми минеттами. Дайки имеют простое строение. Меняется только степень раскристаллизации, увеличиваясь от эндоконтактных зон к осевым частям. В наиболее мощных дайках раскристаллизация достигает мелкосреднезернистых порфиroidных структур. В контакте наблюдаются зоны закалки, которые маркируются плотной каймой из лейст флогопита, ориентированных удлиением вдоль контакта.

Для лампрофиров чуйского и пород тархатинского комплексов к настоящему времени накоплен большой объем изотопно-геохронологических данных о возрасте их формирования (табл. 1). Мезозойский возраст лампрофиров чуйского комплекса впервые установлен Р.В. Оболенской [Оболенская, 1971] по данным К-Аг метода — 260—190 млн лет (средний возраст 210 млн лет). Позднее на основе Аг-Аг (флогопит) и U-Pb, SHRIMP-II (циркон) методов были получены более точные данные [Верниковский, 1996; Рябов и др., 2001; Романов, 2002; Врублевский и др., 2004, 2005; Борисенко и др., 2006, 2010, 2011; Павлова и др., 2008; Pavlova, Vorisenko, 2009; Добрецов и др., 2010; Третьякова и др., 2010], позволившие установить общий возрастной интервал формирования лампрофиров (250—234.6 млн лет) и выделить два этапа их проявления (250—242.6 и 236.9—234.6 млн лет). С ранним этапом связано образование крупнокристаллических минетт и керсантитов, с поздним — их мелкозернистых разновидностей в Южно-

Таблица 1. **Возраст мезозойских магматических пород и оруденения ЮВ Алтая и СЗ Монголии**

№	Описание образца	Минерал	Возраст, млн лет	Метод	Лит. ссылка
<b>Долериты теректинского комплекса</b>					
1	Дайки долеритов	Циркон	255	Ar-Ar	Данные авторов [Митропольский, Кулик, 1975]
2	Ni-Co арсенидное м-ние, Южно-Чуйский хребет	Настуран	258—250	U-Pb	
<b>Лампрофиры чуйского комплекса: первый этап</b>					
3	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	Циркон	250.8 ± 4.5	U-Pb SHRIMP	Данные авторов [Врублевский и др., 2004]
4	Минетты, Южно-Чуйский хребет	Флогопит	245.7 ± 0.7	Ar-Ar	
5	»	»	244 ± 0.8	Ar-Ar	
6	»	»	244 ± 0.8	Ar-Ar	
7	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	»	243 ± 3.7	Ar-Ar	[Павлова и др., 2008]
8	Минетты, Hg м-ние Акташ, р. Чибит	»	242.6 ± 2.8	Ar-Ar	»
<b>Тархатинский сиенит-граносиенитовый комплекс</b>					
9	Граносиенит, Тархатинский массив, Южно-Чуйский хр.	Циркон	247.0 ± 5.2	U-Pb SHRIMP	[Борисенко и др., 2010]
10	Монцодиорит	»	243 ± 3	»	
<b>Гранитоидные интрузии</b>					
11	Лейкогранит, Цагангольский массив (СЗ Монголия)	Мусковит	242.3 ± 2.7	Ar-Ar	»
12	Граносиенит, Цузутусайский массив	Циркон	239.6 ± 2.5	U-Pb SHRIMP	»
13	Ni-Co арсенидное м-ние Асхатиин-гол	—	<242 — >240	Геологические данные	Данные авторов
<b>Оруденение</b>					
14	Ag-Sb м-ние Асгат, уч. Турген (СЗ Монголия)	Серицит из березитизированного лампрофира	240 ± 3.5	Ar-Ar	»
<b>Лампрофиры чуйского комплекса: второй этап</b>					
15	Минетты, дайка чуйского комплекса, Южно-Чуйский хребет	Флогопит	236.5 ± 3.8	»	[Врублевский и др., 2004]
16	»	»	236.8 ± 0.6; 236.2 ± 1	»	Данные авторов
17	Минетты, дайка чуйского комплекса, Пограничное Ag-Sb м-ние	»	236.9 ± 2.8	»	
18	Минетты, дайка чуйского комплекса, Ag-Sb м-ние Асгат (СЗ Монголия)	»	234.6 ± 3.1	»	»
<b>Оруденение</b>					
19	Ag-Hg-Sb м-ние Кок-Узек, Южно-Чуйский хребет	Серицит из березитизированного лампрофира	234.4 ± 1.3; 237.1 ± 2.1	»	»
20	Hg месторождение Тюте, Северо-Чуйский хребет	Серицит из руд	231.5 ± 1	»	»

Чуйском и Юстыдском ареалах. Возраст крупнозернистых лампрофиров раннего этапа в Южно-Чуйском ареале от  $245.7 \pm 0.7$  до  $244.0 \pm 0.8$  млн лет соответственно (см. табл. 1). Мелкозернистые лампрофиры имеют близкий возраст в разных ареалах:  $236.5$ — $236.8$  млн лет в Южно-Чуйском и  $236.9$ — $234.6$  млн лет в Юстыдском.

Кроме Ag-Ag датирования, проведено определение возраста дайки минетт на уч. Турген (Ag-Sb месторождение Асгат, Монголия), U-Pb, SHRIMP-II. В этой породе установлены два типа цирконов: реститовые метакристаллы и новообразованные зональные. По зональным цирконам второго типа получены конкордантные значения возраста —  $250.8 \pm 4.5$  млн лет (MSWD 0.119). Кристаллизация такого циркона, вероятно, протекала в промежуточном магматическом очаге еще до образования вкрапленников флогопитов. Различия в значениях возраста, определенного по цирконам (U-Pb метод) и флогопитам (Ag-Ag метод), свидетельствуют о длительности существования магматического очага щелочно-базитовых расплавов, что согласуется с проявлением двух разновозрастных этапов формирования лампрофиров чуйского комплекса.

Близкие значения возраста были получены и для пород тархатинского комплекса. По цирконам из граносиенитов Н.И. Гусевым (U-Pb SHRIMP-II) получен конкордантный возраст  $247 \pm 5.2$  млн лет (по пяти точкам). Цирконы представлены светлыми субидiomорфными зернами с нечеткой зональностью и высоким отношением Th/U (0.99—1.62), что свойственно породам сиенитового ряда. Возраст монцодиоритов комплекса, полученный этим же методом, составляет  $243 \pm 3$  млн лет (см. табл. 1).

### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Пространственная и временная сопряженность лампрофиров чуйского и пород тархатинского граносиенит-монцодиоритового комплексов, выделявшихся ранее как два самостоятельных, а также сходство их минералого-петрографических и геохимических характеристик, позволяет ставить вопрос об их объединении в один магматический комплекс. Поэтому далее слагающие их породы будут охарактеризованы совместно.

Лампрофиры изучаемого региона макроскопически сильно отличаются друг от друга. Это обусловлено не столько различиями в их минеральном составе, сколько текстурно-структурным разнообразием. Встречаются равномерно-зернистые массивные однородные, пятнистые неравномерно-зернистые (такситовые), а также глобулярные текстуры. При этом все вышеперечисленные текстуры могут встречаться даже в одной маломощной дайке (шириной до 0.5 м). Лампрофиры часто характеризуются директивной структурой, образованной лейстами флогопита, ориентированными удлинением вдоль контакта (рис. 3, а). Для всех даек характерна типичная для лампрофиров структура — лейкократовая основная масса, в которой заключены панидиоморфные фенокристы иногда пироксена и псевдоморфоз по первичным вкрапленникам и всегда флогопита. Основная масса может быть как стекловатой, так и раскристаллизованной со сферолитовой, пойкилофитовой или панидиоморфно-зернистой структурой.

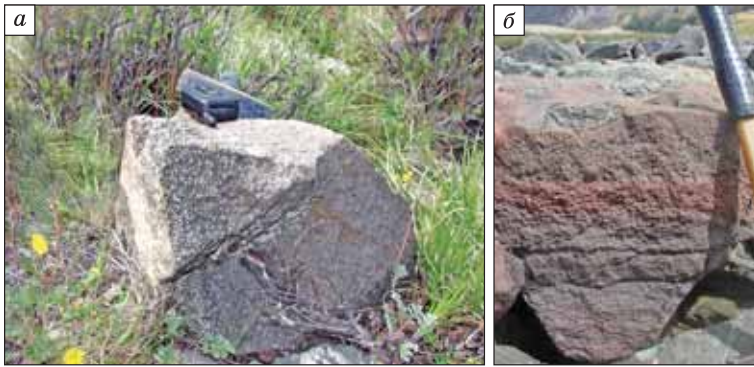
Вместе с тем можно выделить и некоторые специфические текстурные и петрографические особенности для каждого ареала.

Лампрофировые дайки часто имеют глобулярную текстуру, которая ранее использовалась как диагностический признак этих пород. Среди изученных нами даек подобная текстура характерна лишь для даек Южно-Чуйского ареала. Граница глобули всегда маркируется оксидами железа. Внутренняя часть глобули сложена радиально-лучистым агрегатом калиевого полевого шпата (см. рис. 3, б—з). Вокруг глобули за кольцом оксидов, как правило, находится лейкократовая зона, сложенная кварц-карбонатным агрегатом с обилием рудных минералов. Крупные вкрапленники флогопита иногда «облекают» глобули, что свидетельствует о формировании их на магматической стадии. В большинстве случаев фенокристы флогопита находятся как внутри глобули, так и снаружи, зачастую пересекая границу без видимых изменений кристалла. Глобулярная текстура проявляется как в краевых частях даек, так и в шпихах неправильной формы в центральных частях даек с массивной текстурой (рис. 3, з). Также для некоторых даек данного ареала характерна такситовая текстура, проявленная лишь в кольцеобразных пятнах оксидов железа на фоне однородной массивной текстуры породы (см. рис. 3, д, е).

Для отдельных даек Юстыдского ареала типична оцеллярная текстура, видимая только в тонких шлифах. Текстурный рисунок обусловлен характерной изогнутой формой лейст флогопита, обрамляющих оцелли, сложенных кальцитом и K-Na полевым шпатом в различных соотношениях (см. рис. 3, ж, з).

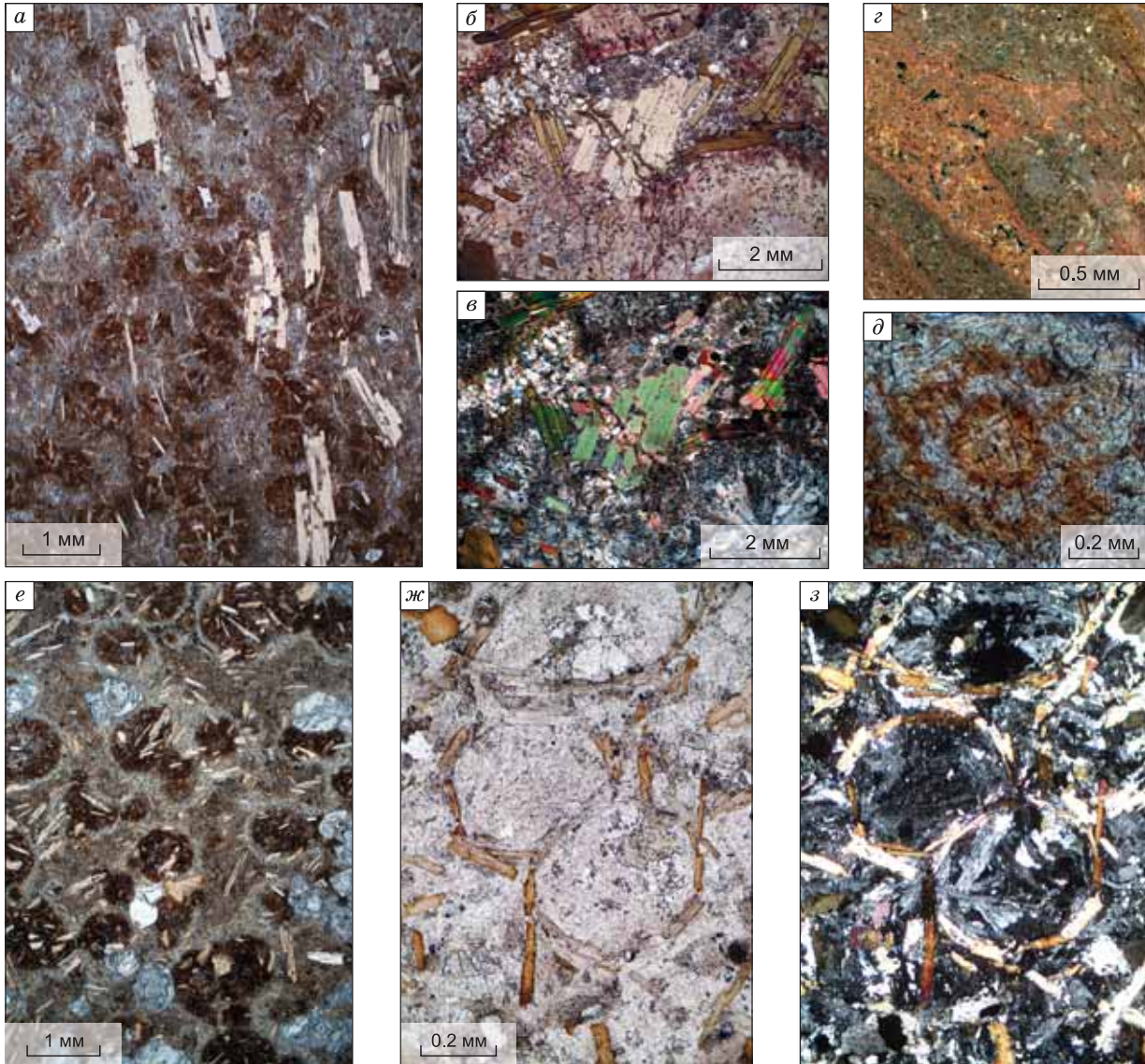
Структура сиенитов и монцодиоритов Тархатинского массива — гипидиоморфно-зернистая, редко (в граносиенитах и монцогранитах) графическая и пойкилобластовая. Характерны шпирообразные скопления темноцветных минералов, сопровождающиеся, как правило, апатитом и сфеном. Порфиривидные выделения представлены калишпат-пертитом и плагиоклазом.

Главными пороодообразующими минералами лампрофиров являются флогопит ± пироксен во вкрапленниках и калинатовый полевой шпат, флогопит, пироксен, кварц в основной массе. Главным



**Рис. 2. Особенности строения даек Южно-Чуйского ареала.**

*a* — увеличение числа и размеров глобулей в породе по направлению к центру дайки; *b* — неполный разрез сложной дайки. В приконтактной части — ксенолиты вмещающих пород.



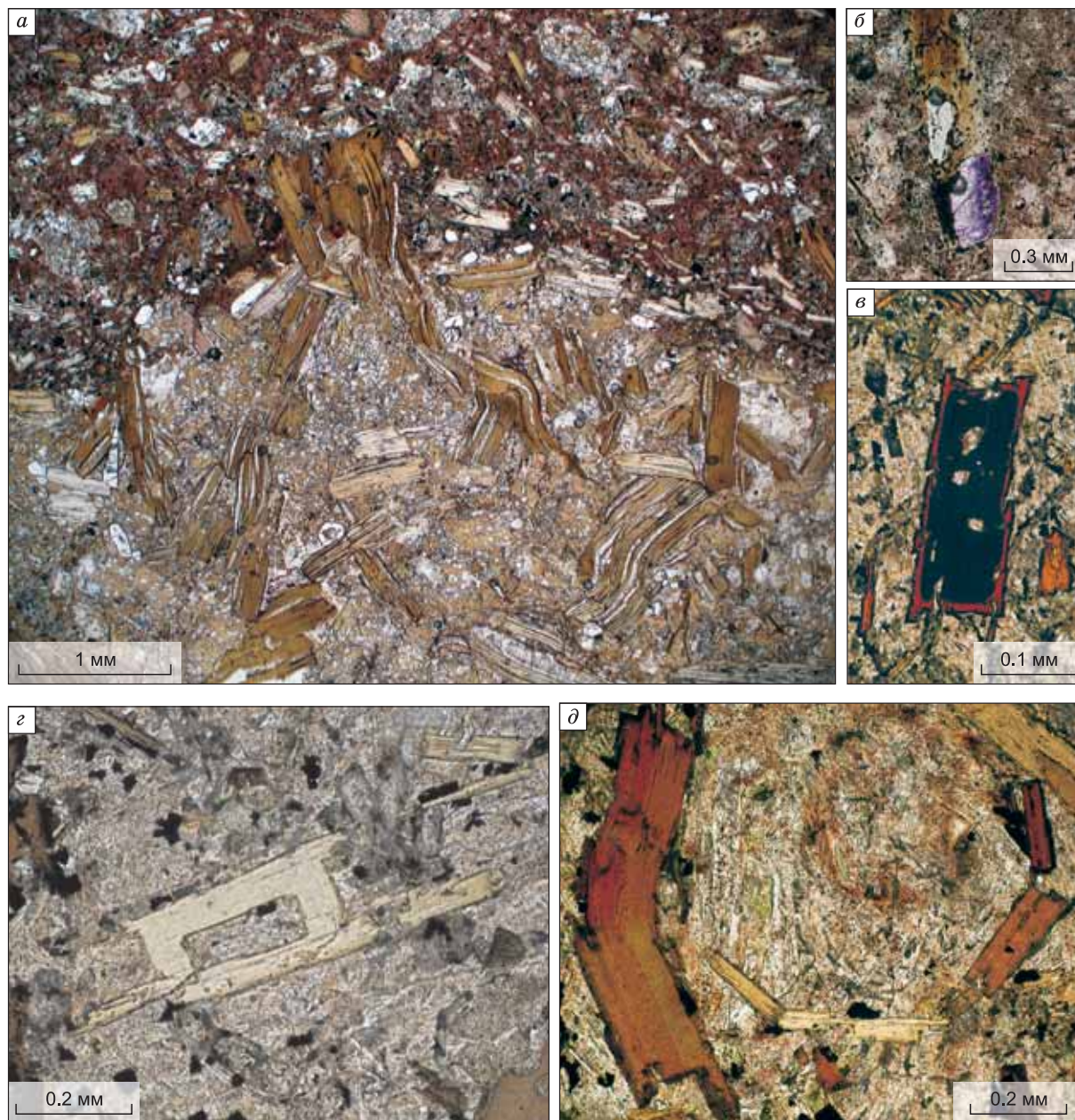
**Рис. 3. Структурно-текстурные особенности даек Южно-Чуйского (*a—e*) и Юстыдского (*ж, з*) ареалов.**

*a* — директивная структура, образованная лейстами слюды, ориентированными удлинением вдоль контакта; *b, в* (скрещенные николи) — глобулярная текстура лампрофиров, образованная сферолитом полевого шпата, окаймленного оксидами железа. Глобули окружены лейкократовой кварц-карбонатной зоной; *г* — проявление глобулярной текстуры в шлере неправильной формы на фоне общей массивной текстуры. Розовые лейкократовые глобули окружены кварц-карбонатным цементом с обилием черных рудных минералов; *д, e* — пятнистая, такситовая текстура, сформированная оксидами железа и не имеющая минеральных границ; *ж, з* — оцеллярная текстура, образованная тангенциально изогнутыми лейстами флогопита.



акцессорным минералом по содержанию, достигающим первых процентов, является апатит. Циркон и сфен представлены единичными зернами. Минеральный парагенезис в породах Тархатинского массива характеризуется постоянным присутствием калишпата, плагиоклаза, биотита и кварца. В меланократовых разновидностях (монцодиоритах и сиенитах) к ним добавляются в переменных соотношениях амфибол, клинопироксен и ортопироксен.

В лампрофирах субидиоморфные кристаллы флогопита находятся во вкрапленниках и в основной массе, являясь главным породообразующим минералом. Размеры вкрапленников варьируют от десятых долей миллиметра до нескольких сантиметров. Вкрапленники флогопита лампрофиров часто имеют изогнутую форму с расщеплением кристалла по спайности. Трещины при этом выполняются кварцем, кальцитом или флюоритом (рис. 4, *а*, *б*). Иногда флогопит образует довольно крупные скопления — слюдиты, состоящие из изогнутых кристаллов слюды и кварц-карбонатного цемента (см. рис. 4, *а*). Кристаллы флогопита также часто формируют слюдяную «рубашку» дайки и локализуются вдоль ее



**Рис. 4. Флогопиты лампрофиров чуйского комплекса.**

*а* — контакт «слюдиты», состоящего из изогнутых лейст флогопита и кварц-карбонатного цемента, и лампрофира; *б* — замещение флогопита флюоритом; *в* — обратная зональность во флогопите; *г* — футлярный кристалл флогопита; *д* — тангенциально-расположенные лейсты флогопита, формирующие оцеллярный рисунок породы.

Таблица 2.

Содержания основных компонентов (мас. %) в слюдах пород

Компонент	1						2						3			
	Центр (n = 25)		Край (n = 29)		Основная масса (n = 17)		Центр (n = 7)		Край (n = 7)		Основная масса (n = 7)		Центр (n = 3)		Край (n = 3)	
	a	2σ	a	2σ	a	2σ	a	2σ	a	2σ	a	2σ	a	2σ	a	2σ
SiO <sub>2</sub>	39.85	2.16	39.87	1.74	39.71	2.06	37.26	2.59	39.40	9.18	37.06	3.62	38.95	1.39	38.89	0.74
TiO <sub>2</sub>	2.21	1.63	2.20	1.11	2.82	1.40	3.89	1.40	3.16	4.19	4.28	2.02	4.25	0.95	3.76	2.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.33	3.10	12.80	1.94	12.13	1.36	14.60	1.45	12.48	8.80	14.16	2.07	12.43	0.80	12.43	0.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	1.12	0.39	0.82	0.17	0.43	0.32	1.25	0.21	0.88	0.15	0.60	0.08	0.08	0.06	0.01
FeO	5.95	5.70	5.86	5.37	7.19	6.16	8.51	6.65	9.69	7.35	10.58	7.91	12.36	4.53	11.97	4.07
MgO	22.72	5.75	23.37	4.01	22.52	4.26	19.55	4.36	18.05	6.53	18.34	6.62	17.37	2.76	17.73	1.71
MnO	0.03	0.07	0.03	0.13	0.06	0.09	0.08	0.12	0.14	0.24	0.11	0.21	0.11	0.15	0.13	0.15
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.16	0.14	0.17	0.15	0.17	0.27	0.17	0.33	0.43	0.29	0.27	0.16	0.07	0.15	0.09
K <sub>2</sub> O	9.62	1.67	9.67	1.00	9.49	1.24	9.13	0.79	7.77	6.86	8.63	1.03	9.68	0.07	9.63	0.14
F	1.51	1.33	1.45	0.68	1.72	0.67	1.23	0.51	1.17	1.03	1.27	0.89	1.56	0.70	1.61	0.25
Cl	0.02	0.09	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.05	0.02	0.03	0.09	0.05	0.09	0.04
Сумма	95.98	1.35	95.84	1.17	96.14	1.57	95.58	1.02	96.22	2.05	95.76	0.65	97.09	0.74	96.47	0.44

Примечание. 1 — лампрофиры Южно-Чуйского ареала; 2 — лампрофиры Юстыдского ареала; 3 — тархатинские сиениты. а — среднее значение; 2σ — два стандартных отклонения в выборке; n — количество анализов в группе.

контакта. В оцеллярных разностях лампрофиров флогопит играет текстуробразующую роль, окаймляя оцелли (см. рис. 3, ж, з, рис. 4, д). Для Тархатинского массива также характерно присутствие слюды (всегда больше 10 %) во всех разностях пород. Однако идиоморфных кристаллов они не образуют.

Петрографические данные свидетельствуют, что флогопиты формировались на разных стадиях эволюции щелочно-базитового расплава. Ранние отвечают парагенезису интрателлурических вкрапленников и кристаллизовались совместно с клинопироксеном и, возможно, оливином. Другие отвечают раннему этапу кристаллизации в самой дайке и находятся в основной массе в парагенезисе с калиевым полевым шпатом. В связи с этим особенности состава флогопитов несут важную информацию о характере эволюции составов расплавов и флюидном режиме при их кристаллизации. Нанесенные на тройную диаграмму миналов железо-магнезиальных слюд Mg—Fe—Al (табл. 2, рис. 5) составы слюд находятся в поле флогопитов-истонитов, т.е. характеризуются повышенным содержанием глинозема (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10—17 %) и магнезия (Mg# = 54—92 %). Характерным для слюд данного комплекса являются повышенные содержания летучих (F = 0.5—2.5 мас. %, Cl до 0.2 мас. %), довольно высокие содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, достигающие 2 мас. %, и TiO<sub>2</sub> (до 5 мас. %). Чаще всего флогопиты имеют тонкую оторочку бо-

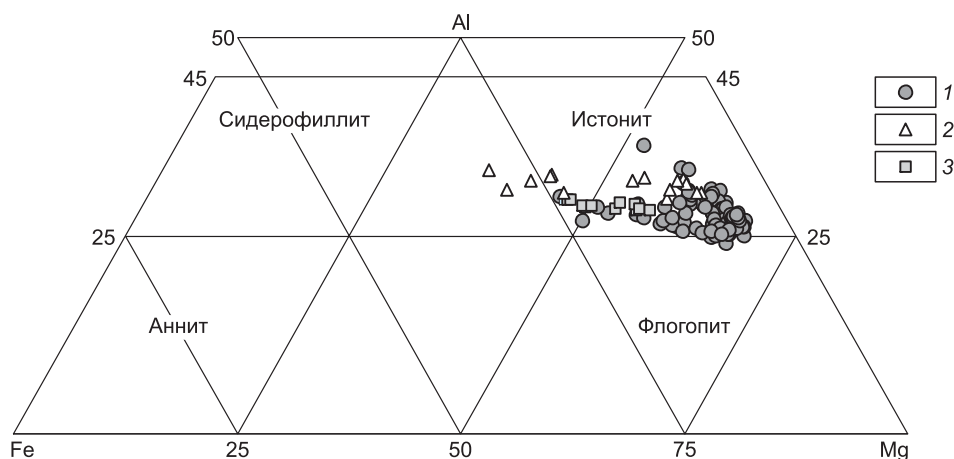


Рис. 5. Составы железо-магнезиальных слюд на тройной диаграмме миналов из пород:

1 — Южно-Чуйского и 2 — Юстыдского ареалов, 3 — сиенитов Тархатинского массива.

Таблица 3. Содержания основных элементов (мас. %) в клино- (СРх) и ортопироксенах (ОРх) в породах

Компонент	1-СРх (n = 17)		1-ОРх	2-СРх (n = 8)		3-СРх (n = 5)		3-ОРх (n = 4)	
	a	$\sigma^2$		a	$\sigma^2$	a	$\sigma^2$	a	$\sigma^2$
FeO	5.07	1.04	18.14	5.21	1.34	7.29	0.62	16.03	1.50
MnO	0.16	0.00	0.48	0.13	0.00	0.28	0.00	0.39	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.02	0.03	0.42	0.10	0.13	0.00	0.25	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.01	0.06	0.35	0.00	0.50	0.01	0.08	0.00
SiO <sub>2</sub>	53.70	1.22	54.14	52.60	0.90	52.13	0.03	53.98	0.20
MgO	16.94	0.36	24.91	16.00	1.23	16.37	0.01	27.14	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.29	0.65	1.05	2.25	0.31	1.48	0.10	0.61	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.46	0.03	0.41	0.58	0.02	0.52	0.00	0.21	0.00
CaO	22.18	1.09	1.31	22.56	0.14	20.62	0.85	1.11	0.04
Сумма	100.29	0.16	100.52	100.14	0.52	99.34	0.01	99.79	0.03

Примечание. 1 — лампрофиры Южно-Чуйского и 2 — Юстыдского ареалов; 3 — сиениты Тархатинского массива (n — количество анализов, a — среднее значение,  $\delta^2$  — дисперсия).

лее железистого состава. Однако наряду с ними встречаются фуллярные кристаллы и кристаллы с обратной зональностью (см. рис. 4, в). Относительно повышенным содержанием железа выделяются флогопиты Юстыдского ареала. Наиболее магниезальными являются составы центральных частей зональных слюд из лампрофиров Южно-Чуйского ареала. Между этими двумя группами находятся составы слюд сиенитов.

Вынесенные на классификационную диаграмму миналов ( $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ — $CaSiO_3$ ) (табл. 3, рис. 6) пироксены изученных пород делятся на две группы. В первую относятся клинопироксены тархатинских сиенитов и лампрофировых даек Южно-Чуйского ареала, находящихся вблизи Тархатинского массива. По составу они соответствуют авгитам и сосуществуют с ортопироксенами, обнаруженными как в сиенитах, так и в лампрофирах. Пироксены даек Юстыдского ареала и остальных лампрофиров Южно-Чуйского ареала являются диопсидами, в них ортопироксен не установлен.

Полевые шпаты слагают большую часть основной массы пород лампрофиров. Предыдущими исследователями описывались как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы, однако наши исследования не подтвердили присутствие плагиоклазов. Был обнаружен альбит (рис. 7), но либо в виде пертитовых вростков в калиевом полевом шпате, либо в оцелях, по-видимому, как продукт распада лейцита. Отсутствие плагиоклаза в этих породах позволяет относить их к лампроитам [Врублевский и др., 2004]. По форме выделения встречаются гипидиоморфно-зернистые и мелкокристаллические агрегаты. В лампрофирах с глобулярной текстурой калишпат находится внутри сферолитов (см. рис. 3, б, в).

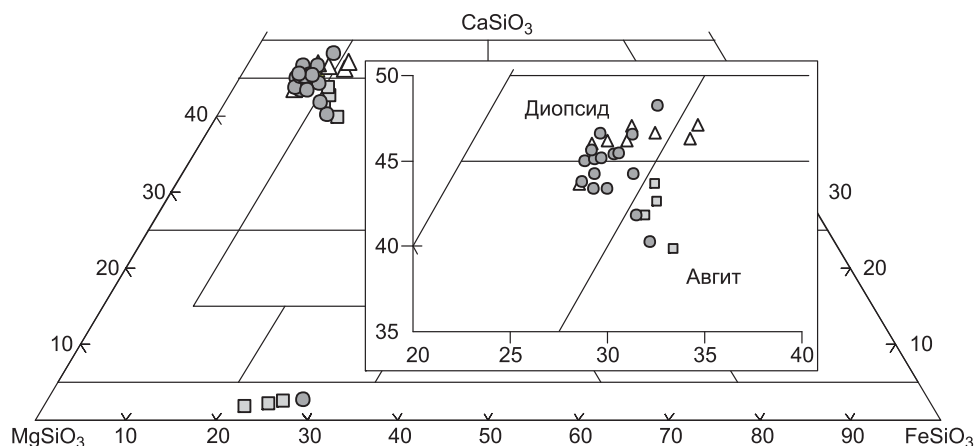


Рис. 6. Составы пироксенов, вынесенные на классификационную диаграмму миналов ( $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ — $CaSiO_3$ ).

Усл. обозн. см. на рис. 6.

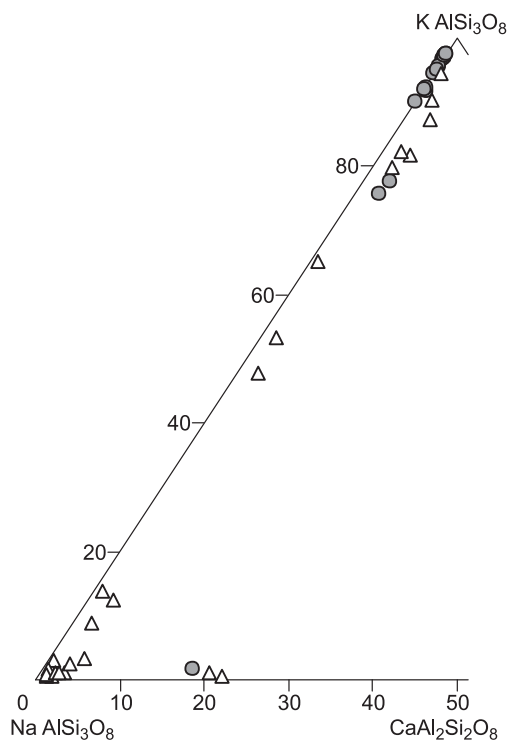


Рис. 7. Составы полевых шпатов.

Усл. обозн. см. на рис. 6.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Состав пород даек чуйского комплекса и тархатинских сиенитов представлен в табл. 4 и на TAS и вариационных диаграммах (рис. 8, а, б). Содержание кремнезема в породах варьирует от 35 до 60 мас. %. Самое высокое наблюдается в граносиенитах Тархатинского интрузива (57—60 %). Содержания большинства породообразующих оксидов коррелируют с содержанием кремнезема — CaO, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> уменьшается, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличивается с ростом SiO<sub>2</sub>. Содержание TiO<sub>2</sub> повышенное (1—2 мас. %) и одинаковое для всех изучаемых пород.

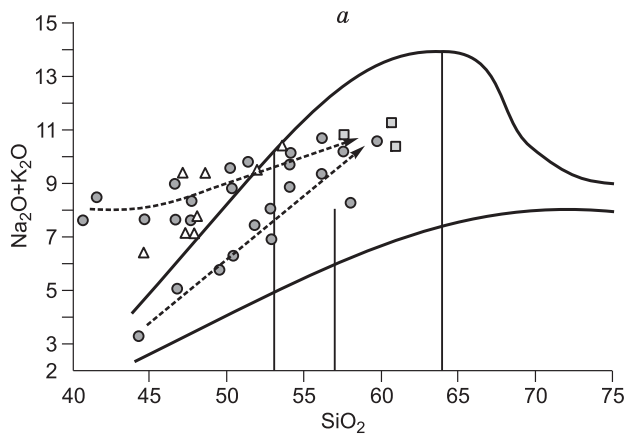
По составу лампрофиры варьируют от основных до средних, от субщелочных до щелочных, являются высокомагнезиальными, высокотитанистыми, высококалийевыми породами. На диаграмме Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub> (см. рис. 8, а) выделяются два тренда. Первый отличается повышенной щелочностью и включает большинство составов даек Юстыдского ареала и дайки Южно-Чуйского ареала, расположенные вблизи (в пределах первых километров) Тархатинского массива. Второй тренд полностью находится в области субщелочных пород. Поля составов лампрофиров Южно-Чуйского и Юстыдского ареалов на бинарных харкеровских диаграммах (см. рис. 8, б) полностью перекрываются. Исключение составляет лишь диаграмма Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, на которой составы пород из различных ареалов образуют независимые кластеры. Это позволяет говорить о правомочности выделения локальных ареалов распространения лампрофиров, основываясь не только на геологических, но и петрохимических признаках. Сиениты являются субщелочными, и их составы находят

ся на продолжении трендов лампрофиров.

Таблица 4. Содержания петрогенных элементов (мас. %)

Компонент	1							2	3			
	A09 Kok6	A09 Tar21	Tar1	A09 Dar1	A09 TarP1	A09 Aul1	Tar2	A09 TM2	A09 PB2	Tur1	Pog	A09 PB1
SiO <sub>2</sub>	38.62	44.67	46.69	49.54	56.13	58	59.74	60.72	47.12	48.03	48.56	53.55
TiO <sub>2</sub>	0.91	1.11	1.31	1.31	1.08	0.76	1.2	1.12	1.18	1.61	1.31	1.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.72	10.37	10.2	11.85	13.89	13.55	12.37	14.15	13.05	12.61	13.33	14.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3 сум</sub>	7.99	6.15	6.55	6.9	5.11	4.71	5.75	4.08	7.37	9.27	7.83	6.14
CaO	9.88	7.72	5.24	5.59	3.4	3.91	3.27	2.74	10.07	8.51	7.36	5.5
MgO	13.87	10.14	11.92	10.79	5.13	3.56	5.24	4.03	7.56	9.34	4.21	5.16
BaO	0.22	0.38		0.23	0.15	0.21		0.12	0.38			0.33
MnO	0.19	0.11	0.11	0.1	0.12	0.08	0.08	0.05	0.11	0.17	0.16	0.09
K <sub>2</sub> O	4.58	7.14	8.68	4.15	9.24	5.31	8.63	9.13	8.45	5.69	7.04	7.53
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.51	0.3	1.66	1.46	2.97	1.95	2.11	0.93	2.11	2.33	2.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.01	1.48	1.56	1.13	0.42	0.58	0.56	0.4	1.17	1.03	1.11	0.83
П.п.п.	13.11	9.88	6.59	6.7	3.81	6.26	0.82	1.13	2.45	1.15	5.92	1.05
Сумма	99.39	99.67	99.14	99.95	99.95	99.89	99.61	99.79	99.83	99.54	99.16	99.65

Примечание. 1 — лампрофиры Южно-Чуйского ареала; 2 — сиениты Тархатинского массива; 3 — лампрофиры Юстыдского ареала; прочерк — не определялся.

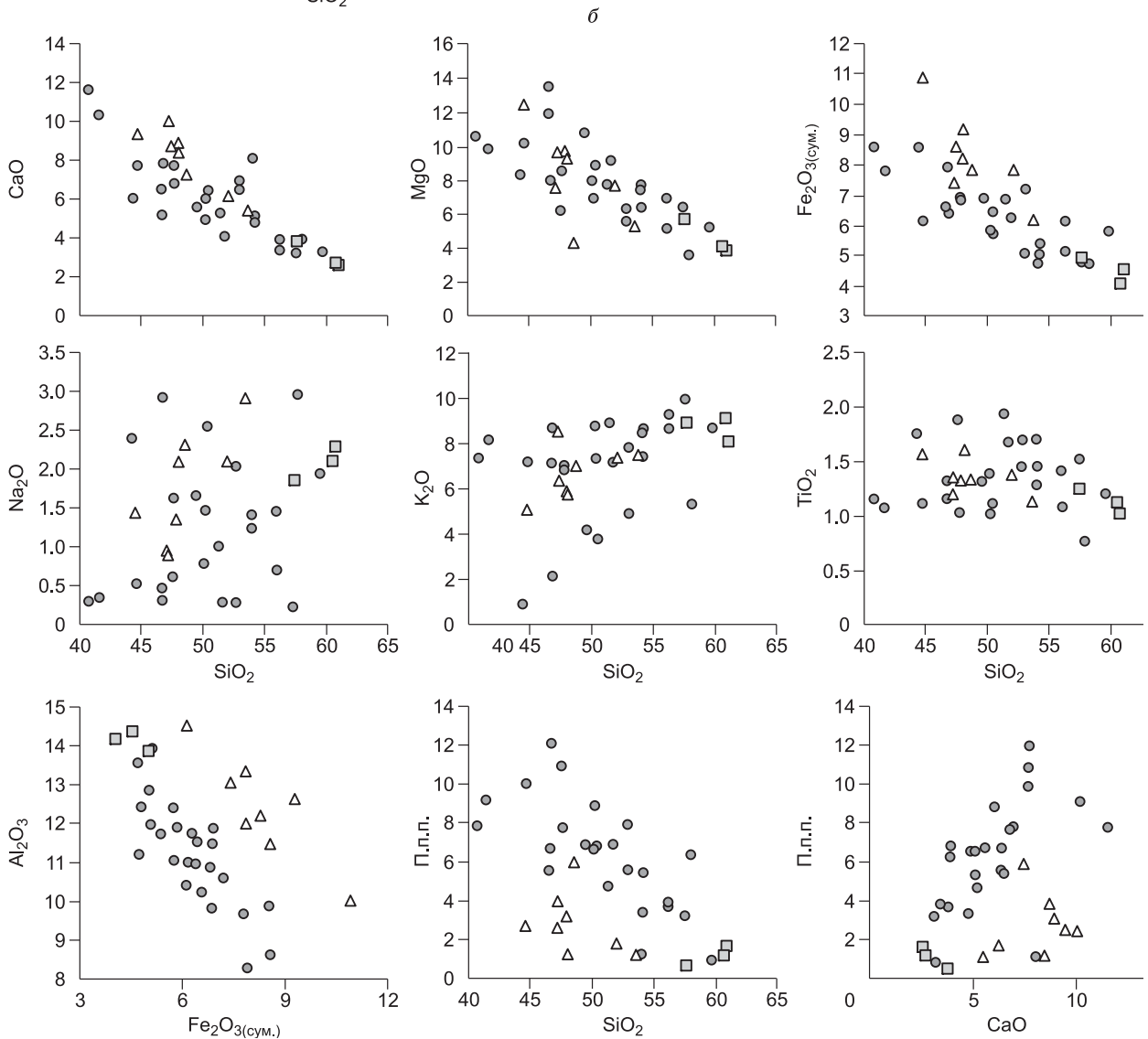


**Рис. 8. Составы изученных пород (мас. %).**

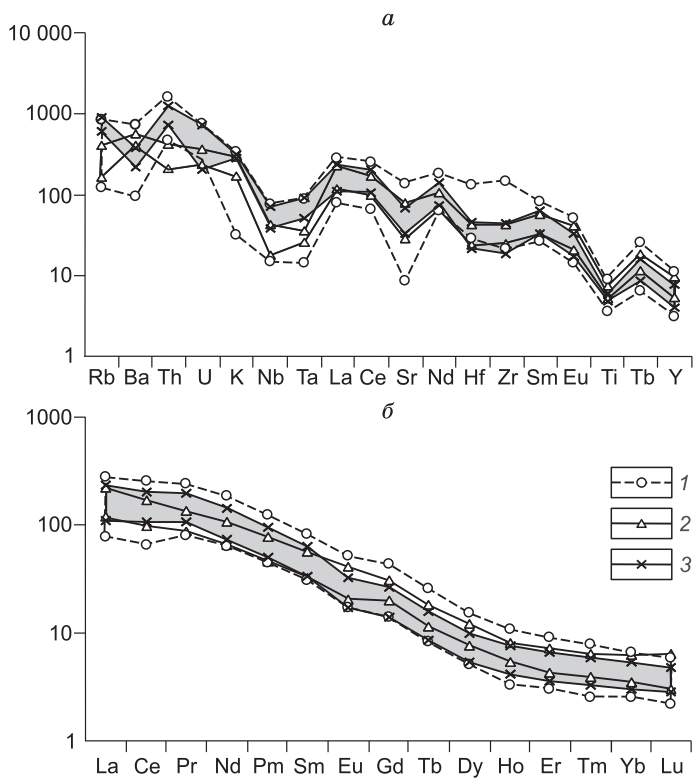
*a* — TAS-диаграмма; *б* — вариационные диаграммы.

1 — дайки Южно-Чуйского ареала; 2 — дайки Юстыдского ареала; 3 — сиениты Тархатинского массива.

○ 1    △ 2    □ 3



Геохимические черты лампрофиров и сиенитов проиллюстрированы на РМ-нормированных мультиэлементной и редкоземельной спайдер-диаграммах (рис. 9). Содержания редких элементов в некоторых дайках Южно-Чуйского ареала в 5 раз больше, чем в других дайках этого же ареала. Графики пород Юстыдского ареала и тархатинских сиенитов находятся внутри поля составов южно-чуйских лампрофиров. Форма графиков, наклон и элементы с аномальными значениями повторяются для всех изученных образцов.



**Рис. 9. Мультиэлементный (а) и редкоземельный (б) спектры для пород:**

1 — даек Южно-Чуйского и 2 — Юстыдского ареалов; 3 — сиенитов Тархатинского массива. Содержания нормированы на РМ [McDonough et al., 1992]. Серое поле — содержания РЭ и РЗЭ в сиенитах Тархатинской интрузии. Линии — максимальные и минимальные значения содержания редких и редкоземельных элементов для каждого ареала и Тархатинской интрузии.

На графике редкоземельных элементов видно резкое обогащение LREE и деплетирование тяжелыми редкими элементами, что традиционно объясняется невысокими степенями плавления гранатсодержащего мантийного источника. Слабая Eu-аномалия позволяет предположить низкую степень фракционирования полевого шпата в расплаве. Мультиэлементные диаграммы для лампрофиров обоих ареалов характеризуются одинаковыми особенностями, такими как сильное деплетирование HFS элементами (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti) и Sr, небольшое обогащение Th. Основным отличием между диаграммами (амплитуда) аномалии, наиболее выраженные

мамы лампрофиров различных ареалов является величина принадлежат породам даек Южно-Чуйского ареала.

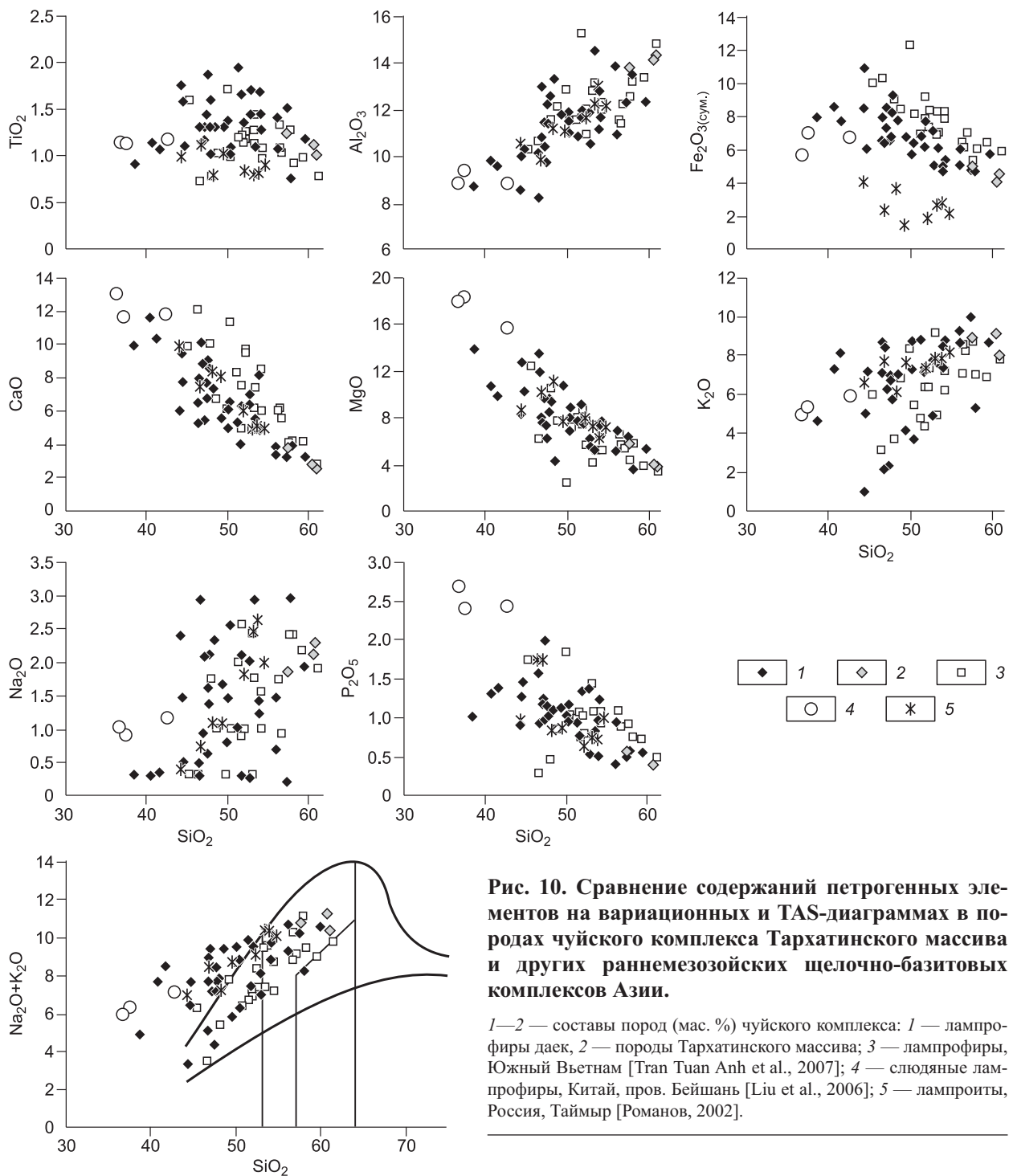
### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерными особенностями пород чуйского комплекса являются широкие вариации составов, что видно как на петрохимических, так и на геохимических диаграммах, существенные различия в облике, морфологии и структурно-текстурных особенностях пород даек, большая площадь распространения. Для подтверждения возможности объединения даек в единый комплекс составы пород чуйского комплекса были вынесены на диаграммы с составами лампрофиров других комплексов, обзор которых был приведен ранее.

На всех петрохимических диаграммах (рис. 10) составы даек сравниваемых ареалов находятся либо в поле составов лампрофиров чуйского комплекса, либо на его продолжении. В случаях с большим объемом выборки (по дайкам Вьетнама, Таймыра) разброс составов столь же широк, как и для изучаемых нами пород. На TAS-диаграмме совпадают не только поля составов лампрофиров чуйского комплекса и Центрального Вьетнама, но и два выделенных тренда. Петрологически их появление может быть вызвано существованием нескольких промежуточных камер. Дайки, кристаллизующиеся из более фракционированного расплава (Юстыдского ареала, Южно-Чуйского ареала, расположенные вблизи Тархатинской интрузии), более обогащены щелочами в начале фракционирования. Породы, формирующиеся из более примитивного расплава, фракционируют в поле субщелочных пород. На завершающем этапе фракционирования обоих расплавов, имеющих первоначально один материнский источник, их составы оказываются близкими в области предположительно эвтектического состава.

Сопоставление геохимических графиков пород чуйского комплекса и лампрофиров других ареалов Азии представлено на рисунке (рис. 11). Все лампрофиры характеризуются резким превышением LREE над HREE, обогащением U, Th, отчетливыми минимумами по HFSE (Nb, Ta; Ti, кроме лампрофиров Вьетнама), слабо проявленной Eu-аномалией. Кроме того, на всех графиках резко выделяется минимум по Sr. По сравнению с другими породами лампрофиры Лиуяньского ареала обладают необычно повышенными содержаниями редких и редкоземельных элементов. Графики для лампрофиров других регионов совпадают не только по форме, но и по абсолютным значениям содержания редких элементов.

Количество проанализированных нами образцов позволило выделить непрерывные, однозначно выделяющиеся тренды на харкеровских диаграммах. А сравнение вариаций составов с другими комплексами (см. рис. 10, 11) позволило выделить чуйский комплекс как единый магматический комплекс пород с характерными для подобных ассоциаций геохимическими особенностями.

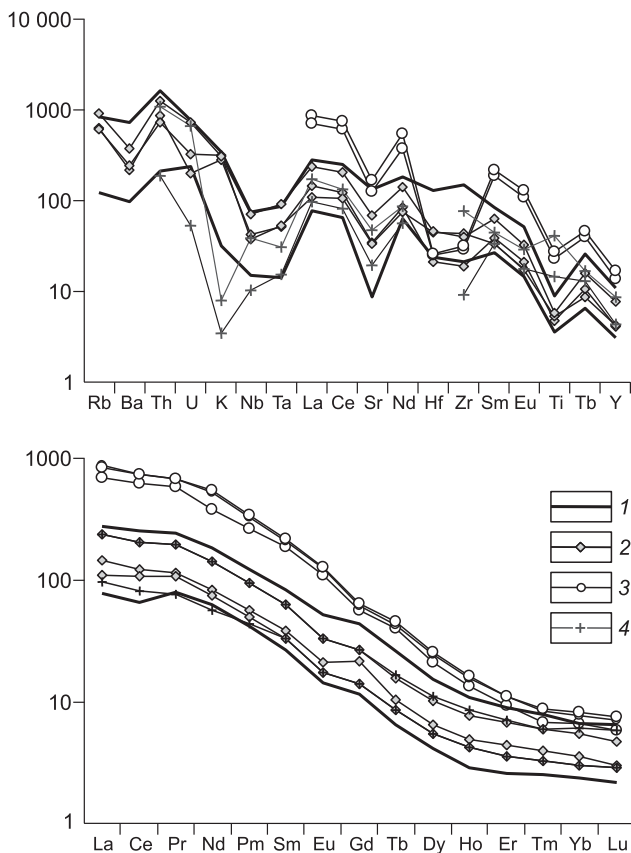


**Рис. 10.** Сравнение содержаний петрогенных элементов на вариационных и TAS-диаграммах в породах чуйского комплекса Тархатинского массива и других раннемезозойских щелочно-базитовых комплексов Азии.

1—2 — составы пород (мас. %) чуйского комплекса: 1 — лампрофиры даек, 2 — породы Тархатинского массива; 3 — лампрофиры, Южный Вьетнам [Тган Tuan Anh et al., 2007]; 4 — слюдяные лампрофиры, Китай, пров. Бейшань [Liu et al., 2006]; 5 — лампроиты, Россия, Таймыр [Романов, 2002].

Сходство лампрофировых даек и пород Тархатинского массива по петрографическому, петрохимическому составу и графикам распределения редких элементов, практически идентичные значения  $\epsilon_{\text{Sr}}$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  [Врублевский и др., 2005; Крупчатников, 2010], синхронность внедрения, подтвержденная анализом как Ag-Ag, так и U-Pb систем [Врублевский и др., 2009; Борисенко и др., 2010], а также расположение интрузии в пределах ареала распространения даек — все это не противоречит включению Тархатинского массива в чуйский комплекс гипабиссально-плутонических высококальциевых пород.

Присутствие вкрапленников клинопироксена, высокохромистого флогопита, а также, предположительно, оливина позволяет утверждать, что родоначальный расплав был высокомагнезиальным. В то же время большинство даек представляет результат фракционирования этого расплава в глубинных промежуточных камерах. Об этом свидетельствует присутствие сложных даек типа «дайка-в-дайки», текс-



**Рис. 11. Поля содержаний редких (а) и редкоземельных (б) элементов для пород:**

1 — даек чуйского комплекса; 2 — сиенитов Тархатинского массива; 3 — лампрофиров ареала Лиунань (Китай) [Liu et al., 2006], 4 — Центрального Вьетнама [Tran Tuan Anh et al., 2007]. Содержания нормированы на РМ [McDonough et al., 1992].

турно-структурные особенности лампрофиров, тренды изменения составов пород даек (на вариационных диаграммах относительно  $\text{SiO}_2$ ).

Наиболее информативным для оценки условий формирования даек, включая флюидный режим, является флогопит — главный породообразующий минерал всех изучаемых пород. По структурным особенностям, зональности и составу выделяются: 1) интрателлурические вкрапленники, 2) фенокристы и 3) флогопиты из основной массы. Разброс составов флогопитов даже в пределах одной дайки свидетельствует о многоактной кристаллизации вкрапленников. Многочисленные анализы (более 100) позволили сделать некоторые обобщения и проследить тенденции изменения составов. Самым наглядным примером, на наш взгляд, являются следующие диаграммы:  $\text{Mg}\#$ — $\text{Cr}$ ,  $\text{Mg}\#$ — $\text{F}$ ,  $\text{Mg}\#$ — $\text{Cl}$  (рис. 12, а—в). В качестве иллюстрации на диаграммах представлены составы флогопитов из трех близ-

корасположенных даек Тархатинского участка (Южно-Чуйский локальный ареал). На рис. 12, г представлены составы пород в порядке увеличения кремнекислотности. Пропорционально  $\text{SiO}_2$  растет содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , уменьшается  $\text{MgO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2$  остаются неизменными. Магнезиальность вкрапленников флогопитов пропорциональна содержанию  $\text{MgO}$  в породе. Для наиболее магнезиального флогопита (обр. Tar1), кристаллизовавшегося из наименее фракционированного расплава, происходит накопление летучих и снижение содержания  $\text{Sr}$  в ряду флогопиты вкрапленники—флогопиты основной массы. Скорее всего, эти флогопиты-вкрапленники являются интрателлурическими. Для флогопитов образца (Tar3), образованных из более фракционированного расплава, хорошо видно изменение состава в ряду центральная часть вкрапленников — краевая часть вкрапленников — флогопиты основной массы, т. е. уменьшение магнезиальности и содержания фтора при увеличении содержания хлора. Такое изменение состава флогопитов и соотношений  $\text{Fe}$  и  $\text{Cl}$  может происходить при кристаллизации расплава с одновременной кристаллизацией фторapatита. Для наиболее кислой породы (обр. Tar2) фракционирование флогопита отсутствует. Однако нахождение составов вдали от описанных трендов позволяет предположить, что породообразующий расплав формировался в промежуточной камере из расплава, обедненного флюидной фазой, о чем свидетельствуют низкие содержания как фтора, так и хлора.

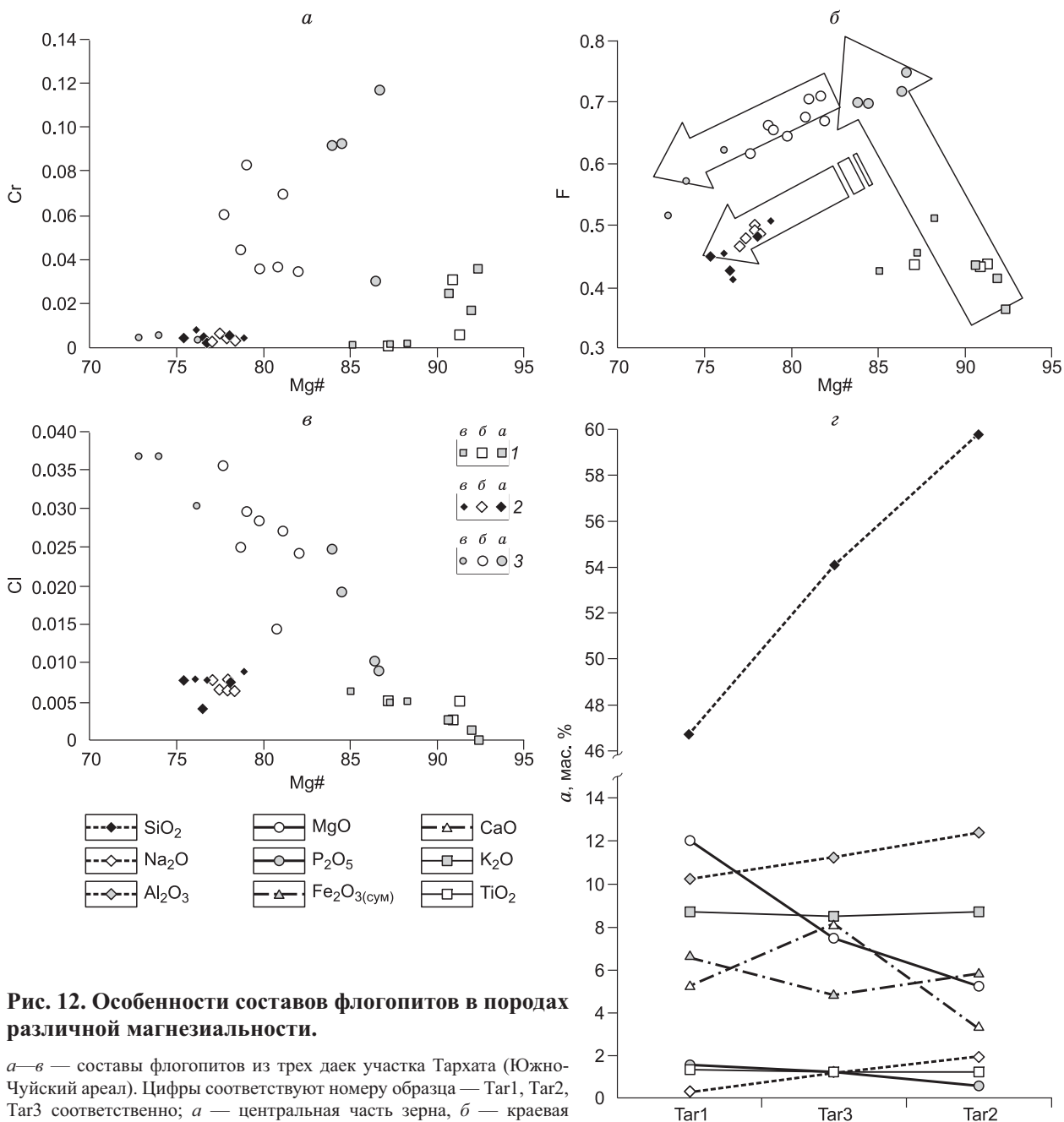
Таким образом, одновременно с утверждением единого материнского расплава для пород чуйского комплекса, нельзя отрицать существование промежуточных камер, где расплав фракционировал, обновлялся новыми порциями, поступающими с глубины, и в некоторых случаях разделялся на преимущественно силикатную и обогащенную флюидной фазой составляющие.

По диаграммам состава (рис. 13) всех проанализированных флогопитов видны следующие закономерности:

1. Флогопиты из лампрофиров Южно-Чуйского локального ареала по большей своей части являются наиболее магнезиальными и низкотитанистыми, по сравнению с флогопитовыми даек Юстыдского ареала и сиенитов Тархатинского массива. Это позволяет предположить, что Юстыдские дайки формировались из более фракционированного расплава и образование флогопитов в них происходило при более низких температурах (см. диаграмму  $\text{Mg}\#$ — $\text{TiO}_2$ ) и, по-видимому, при более низких давлениях.

2. Флогопиты тархатинских сиенитов отличаются низкой магнезиальностью, что согласуется с низкой магнезиальностью самих сиенитов, средними содержаниями фтора и наиболее высокими содержаниями хлора, что свидетельствует о его накоплении в лейкократовых разностях пород комплекса.



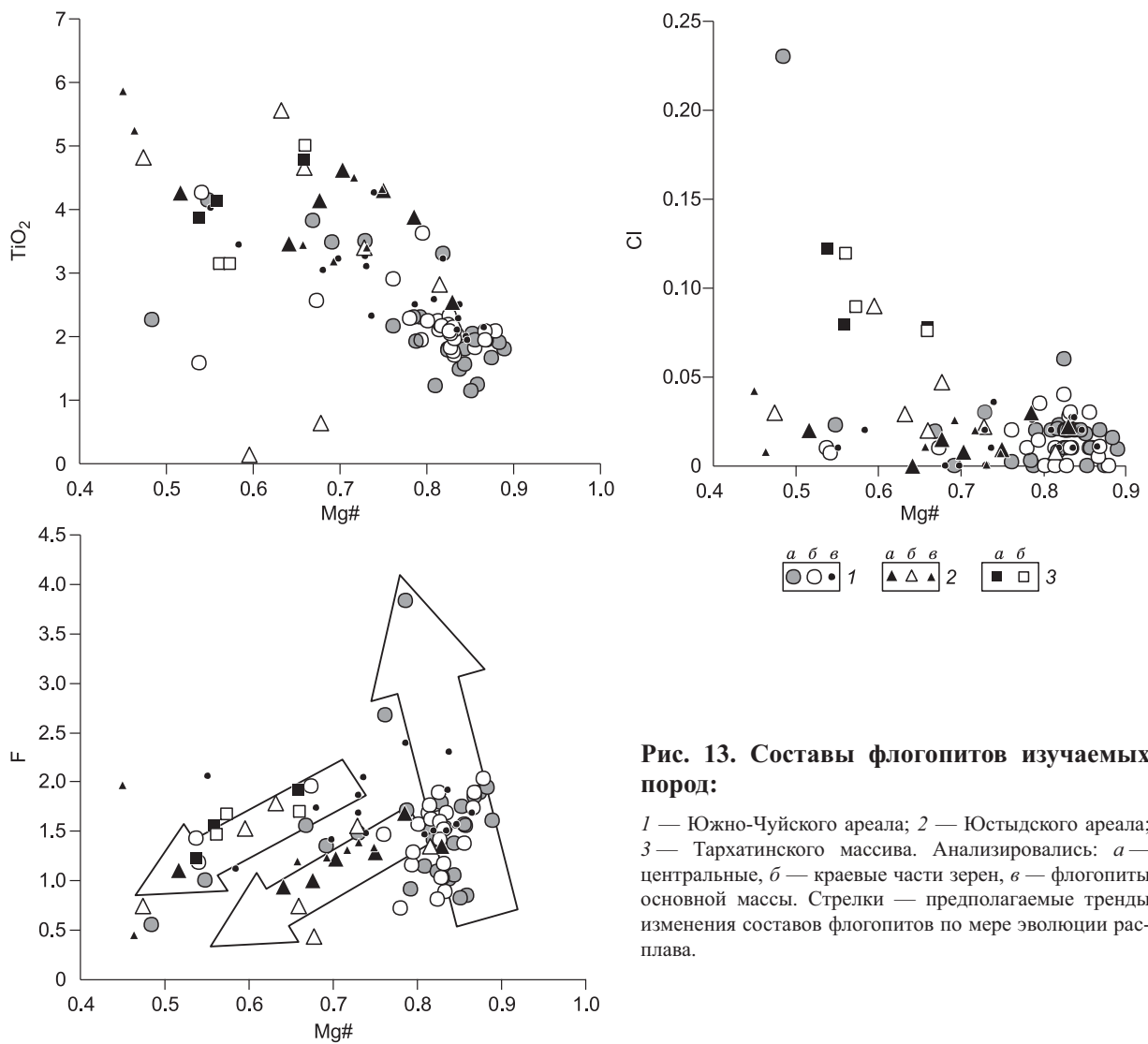


**Рис. 12. Особенности составов флогопитов в породах различной магниальности.**

*a–в* — составы флогопитов из трех даек участка Тархата (Южно-Чуйский ареал). Цифры соответствуют номеру образца — Tar1, Tar2, Tar3 соответственно; *a* — центральная часть зерна, *б* — краевая часть, *в* — состав флогопита основной массы. Стрелками показаны предполагаемые тренды изменения составов флогопитов по мере увеличения кремнекислотности расплава. *з* — состав пород даек в координатах образец — содержание оксида (мас. %).

3. В Южно-Чуйском ареале многие флогопиты основной массы лампрофиров превосходят по содержанию фтора вкрапленники, что говорит о его накоплении в расплаве по мере кристаллизации других минералов. Снижение содержания фтора в краевой части флогопитов по сравнению с флогопитом основной массы для даек Юстыдского ареала можно связать с кристаллизацией апатита в породе. Подтверждением существенного влияния кристаллизующегося апатита является уменьшение содержания  $P_2O_5$  по мере роста содержания кремнезема в породах (см. рис. 8, б, 12, з).

Таким образом, можно предположить следующую модель формирования чуйского комплекса (схематично она представлена на рис. 14). В раннемезозойское время существовал мантийный источник, обогащенный калием, легкими редкими землями и деплетированный тяжелыми. Из него генерировались

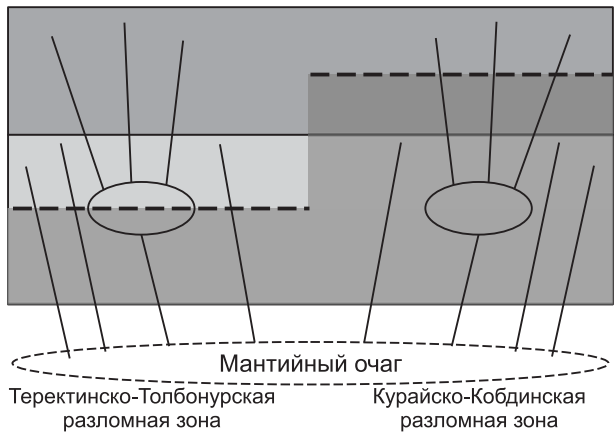


**Рис. 13. Составы флогопитов изучаемых пород:**

1 — Южно-Чуйского ареала; 2 — Юстыдского ареала; 3 — Тархатинского массива. Анализировались: *а* — центральные, *б* — краевые части зерен, *в* — флогопиты основной массы. Стрелки — предполагаемые тренды изменения составов флогопитов по мере эволюции расплава.

Южно-Чуйский ареал даек и Тархатинский массив

Юстыдский ареал даек



1 2 3 4 5

**Рис. 14. Схематичная модель формирования чуйского комплекса.**

1 — кембро-ордовикские метаморфические толщи; 2 — девонские отложения; 3 — промежуточные камеры; 4 — дайки; 5 — линия современного эрозионного среза.

родоначальные высокомагнезиальные высококальциевые расплавы. В промежуточных камерах происходило фракционирование этих расплавов с кристаллизацией первых вкрапленников — оливина, пироксена, а затем и флогопита. В периоды тектонической активности по Теректинско-Толбонурской и Курайско-Кобдинской сдвиговым системам эти камеры вскрывались с формированием дайковых поясов. Кристаллизация расплава в условиях больших глубин и присутствии флюидной фазы сопровождалась

процессами автометасоматоза. Это выразилось в замещении карбонатами первичных вкрапленников оливина и пироксена, карбонатизации пород, развитии флюорита. Высокие содержания в расплаве карбонатной составляющей при резком снижении давления и температуры обусловили формирование специфической глобулярной текстуры лампрофиров. В то же время в очаге происходило отделение более крупных порций расплава в малоглубинные промежуточные камеры, где он продолжал фракционировать с образованием массивов типа Тархатинского. Сравнительно малая глубина кристаллизации более фракционированного расплава способствовала его дегазации, что привело к образованию менее карбонатизированных даек.

Таким образом в Юго-Восточном Алтае на современный уровень эрозионного среза выведены два ареала щелочных базитов, сформировавшихся в условиях разных глубин: Южно-Чуйский ареал отвечает более глубинной кристаллизации лампрофиров и сиенитов из карбонатно-силикатного расплава, а лампрофиры Юстыдского ареала кристаллизовались из более фракционированного расплава в условиях меньших глубин при активной дегазации расплава.

### ВЫВОДЫ

Основываясь на представленном материале и сравнении с другими раннемезозойскими ареалами высококальциевых гипабиссальных пород Северо-Восточной Азии, можно сделать вывод, что чуйский комплекс обладает характерными геохимическими и петрохимическими особенностями, аналогичными лампрофировым комплексам Р-Т возраста. Геохимически они являются обогащенными LREE, деплетированными по HREE и имеющими отрицательные аномалии по HFSE и Sr. Подобные характеристики свидетельствуют об обогащенном гранатосодержащем мантийном источнике расплавов. Традиционно такие особенности в совокупности с высоким содержанием летучих, выраженным в кристаллизации фенокristов флогопита, повышенных содержаниях F, Cl, рассматриваются как признаки частичного плавления метасоматизированной при более ранней субдукции мантии или плавления корней литосферной мантии.

Идентичность характера распределения редких и редкоземельных элементов, сходство минерального состава, геохимических и петрохимических характеристик при временном и пространственном совмещении свидетельствует об образовании лампрофиров Южно-Чуйского ареала и пород Тархатинского массива из геохимически родственных родоначальных расплавов. Однако более низкие содержания редких элементов в предположительно более фракционированном расплаве, формирующем породы Тархатинской интрузии могут свидетельствовать об отделении флюидной фазы от расплава до формирования пород массива. Образование независимых трендов на  $Al_2O_3-Fe_2O_3$  и TAS-диаграммах, текстурно-структурные особенности, различная степень карбонатизации и систематические различия в составах минералов указывают на различные условия кристаллизации щелочно-базитовых расплавов в этих ареалах. Подобные различия можно объяснить разными уровнями эрозионного среза, где Южно-Чуйские дайки отвечают более глубинной кристаллизации в условиях закрытой системы, Тархатинский массив является промежуточной камерой, а дайки Юстыдского ареала формировались на более высоких уровнях с потерей расплавом карбонатной составляющей. Принимая во внимание частое ассоциирование лампрофиров с карбонатами (Лиуяньский ареал, Китай, Центральный Вьетнам и др.), а также при-

Таблица 5. Минимальные и максимальные значения содержаний (г/г) редких элементов в породах

Элемент	1 (n = 16)		2 (n = 3)		3 (n = 6)	
	мин	макс	мин	макс	мин	макс
Rb	101	532	385	581	104	255
Ba	1353	5146	1529	2599	1861	3970
Th	39	136	62	106	18	120
U	6.7	16.1	4.2	15.2	5.0	10.5
Nb	11	54	27	50	13	31
Ta	0.6	3.6	2.1	3.8	1.1	1.5
La	55	197	78	168	84	158
Ce	120	463	196	376	182	310
Pr	22	68	30	55	24	38
Sr	184	2853	702	1442	261	1663
Nd	86	251	101	195	90	146
Hf	8.8	40.0	6.5	14.1	7.2	16.9
Zr	238	1669	208	492	279	631
Sm	11.9	36.0	14.8	28.0	14.6	25.2
Eu	2.4	7.8	2.9	5.5	3.5	6.9
Gd	6.8	26.0	8.4	15.8	11.7	18.1
Tb	0.7	2.3	0.9	1.7	1.3	2.0
Y	14	43	18	35	24	43
Cs	3.8	41.0	30.0	46.0	2.3	26.6
Dy	3.0	8.7	4.0	7.4	5.6	8.9
Ho	0.5	1.4	0.7	1.2	0.9	1.3
Er	1.2	3.9	1.7	3.2	2.1	3.4
Tm	0.2	0.6	0.2	0.4	0.3	0.5
Yb	1.1	3.0	1.4	2.6	1.7	3.0
Lu	0.2	0.4	0.2	0.4	0.2	0.5

Примечание. n — количество анализов в группе; 1 — лампрофиры Южно-Чуйского ареала; 2 — сиениты Тархатинского массива; 3 — лампрофиры Юстыдского ареала.

существование высококонцентрированных флюидов [Борисенко и др., 2011] в составе включений в минералах лампрофиров, можно предположить, что и в Горном Алтае возможны подобные карбонатитовые ассоциации.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

**Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А., Лебедев В.И., Бедарев Н.П., Боровиков А.А., Дыщук М.Ю., Коледа А.Я., Морцев Н.К.** Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, Минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск, Наука, 1992, 188 с.

**Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М., Павлова Г.Г.** Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1308—1325.

**Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Васюкова Е.А., Травин А.В., Говердовский В.А., Гусев Н.И.** Возраст лампрофиров Алтая и северо-запада Монголии и их соотношения с другими типами магматизма и оруденением // Геология и минералогия Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, с. 143—149.

**Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В.** Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 182—206.

**Верниковский В.А.** Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 1996, 202 с.

**Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В.** Раннетриасовые А-граниты Таймыра — результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 1, с. 87—93.

**Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В., Изох А.Э., Крупчатников В.И., Травин А.В., Войтенко Н.Н.** Ag-Ag изотопный возраст лампроитовых даек чуйского комплекса, Горный Алтай // Докл. РАН, 2004, т. 399, № 4, с. 1252—1255.

**Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И.** Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: Sr-, Nd-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // Докл. РАН, 2005, т. 405, № 5, с. 658—660.

**Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1251.

**Добрецов Н.Л.** Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционно-го магматизма // Петрология, 2010, т. 18, № 1, с. 88—110.

**Добрецов Н.Л., Верниковский В.А.** Мантийные плюмы и их геологические проявления // Смирновский сборник. М., 2001, с. 46—69.

**Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.** Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

**Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.** Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

**Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.

**Крупчатников В.И.** Петрология калиевых магматических комплексов юго-восточной части Горного Алтая: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, ТГУ, 2010, 28 с.

**Митропольский А.С., Кулик Н.А.** Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., Наука, 1975, с. 306—313.

**Оболенская Р.В.** Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971, 147 с.

**Павлова Г.Г., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Травин А.В., Жукова И.А., Третьякова И.Г.** Пермотриасовый магматизм и Ag-Sb оруденение Юго-Восточного Алтая и Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 720—733.

**Равич М.Г., Чайка Л.А.** Малые интрузии хребта Бырранга // Тр. НИИГА. Л., Недра, 1959. Т. 88. 147 с.

**Романов А.П.** Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, с. 960.

**Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Т. 2: Атлас магматических пород. Новосибирск, Изд-во «Нонпарель», 2001, 600 с.

**Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И., Павлова Г.Г., Говердовский В.А., Травин А.В.** Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1379—1395.

**Hou Z.Q., Cook N.J.** Metallogeny of the Tibetan Collisional Orogen: a review and introduction to the special issue // Ore Geol. Rev. 36, 2009, p. 2—24.

**Liu Chang, Zhao ZeHui, Guo Zhaojie.** Chronology and geochemistry of lamprophyre dykes from Beishan area // Acta Petrologica Sinica, 2006, v. 22 (5), p. 1294—1306.

**McDonough W.F., Sun S.-S., Ringwood A.E.** Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 1001—1012.

**Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.-F., Cloetingh S.** Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 3—39.

**Pavlova G.G., Borisenko A.S., Seifert Th.** Relationships between Sn-W(Mo) and Ag-Sb-base metal mineralization in the Sn-Ag ore districts of Eurasia // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Proceedings of International Symposium. Novosibirsk, Russia. 2009, Sibprint, p. 238—242.

**Pirajno Franco, Mao Jingwen, Zhang Zhaochong, Zhang Zuoheng, Chai Fengmei.** The association of mafic-ultramafic intrusions and A-type magmatism in the Tian Shan and Altay orogens, NW China: implications for geodynamic evolution and potential for the discovery of new ore deposits // J. Asian Earth Sci., 2008, v. 32, № 2—4, p. 165—183.

**Rosenbusch H.** Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. II. Massigen Gestein. Stuttgart, Schweizerbart, 1887, 877 s. (in German).

**Seifert Th.** Metallogeny and petrogenesis of lamprophyres in the Mid-European Variscides — post-collision magmatism and its relationship to Late Variscan ore forming processes (Bohemian Massif) // IOS Press BV, Amsterdam, 2008, 304 p.

**Tran Tuan Anh, Tran Trong Hoa, Izokh A.E., Borisenko A.S., Travin A.V.** Permo-Triassic post-orogenic lamprophyre of South Central Vietnam: evidence of the ending of the Indosinian orogeny and crust-mantle interactions // Materials of the international symposium: «Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny», Novosibirsk, Russia, 13—16 August, 2007.

*Поступила в редакцию  
6 мая 2011 г.*