

МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ДАННЫЕ ПО БАЗАЛЬТАМ ТЯНЬ-ШАНЯ

В.А. Симонов, А.В. Миколайчук*, С.В. Рассказов, С.В. Ковязин**

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

** Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,
720027, Бишкек, ул. Тимура Фрунзе, 73/2, Киргизия*

*** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

В результате проведенных исследований выяснены характерные особенности геологического строения участков развития мезокайнозойских базальтовых комплексов Тянь-Шаня и впервые собраны коллекции образцов, представляющие практически всю обширную территорию (более 285 тыс. км²) проявления магматизма этого типа в Центральной Азии, действовавшего, по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, достаточно короткий период времени: 61—76 млн лет (верхний мел—палеоген). Полученная информация по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов свидетельствует о формировании большинства рассмотренных базальтовых серий Тянь-Шаня в ходе развития внутриплитных магматических систем, имеющих глубинные мантийные плюмовые источники. В отдельных случаях устанавливаются признаки вовлечения в плавление корового материала. Составы расплавных включений и особенности распределения в них редких и редкоземельных элементов подтверждают плюмовый характер расплавов и показывают эволюцию магматических систем с увеличением роли калия, алюминия и железа. С помощью включений установлена прямая зависимость температур кристаллизации расплавов, формировавших мезокайнозойские базальтовые комплексы Тянь-Шаня, от их магнезиальности: пикробазальты участка Учкудук — 1220—1250 °С, базальты участка Текелик — 1175—1215 °С, андезитобазальты участка Алакколь — 1145—1170 °С.

Мел-палеогеновые плюмовые базальты, геохимические и физико-химические параметры, расплавные включения, Ar/Ar датирование, Тянь-Шань.

CRETACEOUS-PALEOGENE WITHIN-PLATE MAGMATISM IN CENTRAL ASIA: DATA FROM THE TIEN SHAN BASALTS

V.A. Simonov, A.V. Mikolaichuk, S.V. Rasskazov, and S.V. Kovyazin

We investigated local geology of Meso-Cenozoic basalt complexes in the Tien Shan and collected the first samples that represent nearly the entire area of within-plate basaltic magmatism in Central Asia (over 285,000 km²). According to their ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages, the Tien Shan basalts erupted for a relatively short time span between 61 and 76 Ma, in the Late Cretaceous-Paleogene. The trace- and rare-earth-element compositions of rocks show that most of the studied basaltic series in the Tien Shan formed in within-plate magmatic systems related to mantle plume sources. Some melts bear evidence of crustal contamination. The compositions of melt inclusions and patterns of trace and rare-earth elements in them are consistent with the plume origin of the melts and with the evolution of magmatic systems toward an increase in K, Al, and Fe contents. The melt inclusion data show a direct dependence of the crystallization temperatures of parental melts of the Meso-Cenozoic Tien Shan basalts on their Mg#: 1220–1250°C for picrite basalts of the Uchkuduk site, 1175–1215°C for basalts of the Tekelik, and 1145–1170°C for andesite basalts of the Alakol site.

Cretaceous-Paleogene plume basalts, geochemical and physicochemical parameters, melt inclusions, Ar-Ar dating, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

Мезокайнозойские базальтоиды выявлены в пределах Тянь-Шаня на обширной территории площадью более 285 тыс. км², от горного обрамления Ферганской впадины на западе до отрогов Джунгарского Алатау на востоке (рис. 1). Они присутствуют среди палеозойских комплексов Тянь-Шаня в виде даек и штоков, а потоки и sillы базальтов установлены среди отложений сулутерекской свиты, залегающей в основании разреза континентальных осадков, выполняющих неотектонические впадины Тянь-Шаня. В Тоюнской впадине, расположенной уже на территории Китая, а также в Ферганской долине, покровы и sillы базальтов залегают среди морских отложений мел-палеогена [Верзилин, 1976; Sobel, Arnaud, 2000].

В пределах всего региона мезокайнозойские эффузивы представлены в основном оливиновыми и плагиоклазовыми базальтами. Среди оливиновых базальтов встречаются породы с низкими значениями SiO₂ (43 мас.%) и высокими содержаниями MgO (до 12 мас.%), характерными для пикробазальтов.

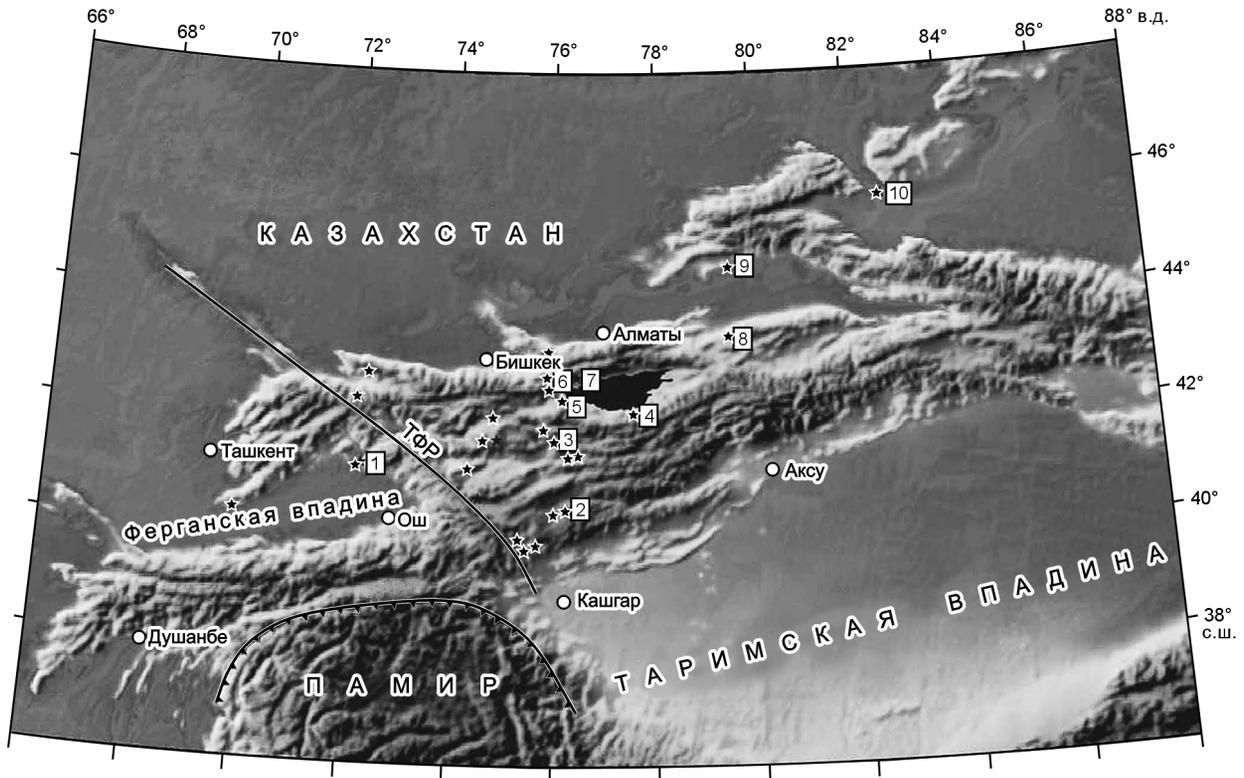


Рис. 1. Расположение участков с мезокайнозойскими базальтами в Центральной Азии.

Номерами отмечены исследованные участки с мел-палеогеновыми базальтами: Таш-Кумыр (1), Текелик (2), Байдулы (3), Тоссов (4), Учкудук (5), Торайгыр (6), Сулутерек (7), Кыргызсай (8), Койбын (9), Алаколь (10). ТФР — Таласо-Ферганский разлом.

Субвулканические и интрузивные образования представлены комплексом щелочных габброидов [Додонова, 1972; Фортуна и др., 1994; Грачев, 1999; Sobel, Arnaud, 2000]. В базальтах из участков Байламтал, Кастек, Тоюн, Учкудук установлены ксенолиты ультраосновных пород [Добрецов и др., 1979; Грачев, 1999; Sobel, Arnaud, 2000].

Данные предыдущих исследователей по абсолютному возрасту рассматриваемых базальтов показывают весьма широкие интервалы. В частности, по покровам и силлам Тоюна получена серия Ar/Ar датировок с диапазоном 113—46 млн лет [Sobel, Arnaud, 2000]. В Киргизском Тянь-Шане имеются многочисленные K/Ar датировки базальтов, которые колеблются в пределах 55—45 млн лет [Добрецов, Загрузина, 1977; Грачев, 1999; и др.].

Исследования с использованием $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования, проведенные нами в последние годы [Миколайчук и др., 2006; Mikolaichuk, Simonov, 2006; Mikolaichuk et al., 2007], позволили установить, что мезокайнозойские базальты Тянь-Шаня сформировались в ходе развития мантийного плюма в короткий период времени (преимущественно 60—76 млн лет). В результате была высказана гипотеза, что траппы Декана (около 66 млн лет) и близкие им по возрасту мел-палеогеновые базальты Тянь-Шаня являются производными единого глубинного источника в виде суперплюма, поднимавшегося с границы ядро—мантия [Mikolaichuk, Simonov, 2006].

Обработка собранных авторами коллекций позволила получить новую информацию о геохимических и физико-химических параметрах магматических систем, формировавших мезокайнозойские базальты Тянь-Шаня.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования коллекций базальтовых пород, собранных авторами во время экспедиционных работ в различных регионах Тянь-Шаня, проводились преимущественно в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Значительный объем информации о составах базальтов и содержании в них редких элементов был получен в ходе анализа образцов в Институте земной коры СО РАН (ИЗК СО РАН, г. Иркутск). Петрохимические составы пород установлены с помощью рентгенофлуоресцентного анализа в ИГМ СО РАН и методом „мокрой химии“ в Аналитическом центре ИЗК СО РАН. Микроэлементный состав определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно-

связанной плазмой (ICP MS) в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре VG Plasma Quad PQ 2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования.

Расплавные включения в минералах из базальтовых пород исследовались в ИГМ СО РАН. Эксперименты с расплавными включениями при высоких температурах проводились в микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] на основе имеющихся методик [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Закаленные в стекло гомогенизированные включения анализировались на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ИГМ СО РАН. Содержания редких, редкоземельных элементов и воды во включениях определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методике [Соболев, 1996].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЭТАЛОННЫХ УЧАСТКОВ С МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИМИ БАЗАЛЬТАМИ

Во время экспедиционных работ базальтовые комплексы были изучены на эталонных участках, расположенных с юго-запада на северо-восток практически по всему региону развития этих мезокайнозойских ассоциаций (см. рис. 1): Таш-Кумыр (№ 1), Текелик (№ 2), Байдулы (№ 3), Тоссор (№ 4), Учкудук (№ 5), Торайгыр (№ 6), Сулутерек (№ 7), Кыргызсай (№ 8), Койбын (№ 9), Алаколь (№ 10). Для базальтовых серий из участков Текелик, Байдулы и Сулутерек нами проведено датирование с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода [Миколайчук и др., 2006; Mikolaichuk, Simonov, 2006; Mikolaichuk et al., 2007].

Участок Таш-Кумыр. На северо-восточном окончании Ферганской впадины лавы базальтов залегают среди меловых грубообломочных отложений по обоим бортам р. Нарын, прослеживаясь на протяжении 20 км. Мощность базальтового покрова варьирует от 12 до 2 м. В ряде случаев базальты переслаиваются пластом красноцветных песчаников и глин, свидетельствующих о том, что в разрезе присутствуют, как минимум, два потока. Об этом же говорит наличие внутри базальтового покрова сильновыветрелых горизонтов, прослеживающихся параллельно напластованию [Верзилин, 1976]. Меловой возраст вмещающих базальты толщ обосновывается их положением в разрезе. Они залегают на юрских отложениях, охарактеризованных по всему разрезу растительными остатками, и согласно перекрываются палеогеновыми морскими отложениями с многочисленными комплексами моллюск палеоцена—эоцена.

Участок Текелик. В долине р. Текелик, пересекающей южный борт Аксайской впадины, разрез сулутерекской свиты состоит из пяти потоков базальтов, общей мощностью до 80 м [Додонова, 1972]. Нижний 6-метровый базальтовый поток залегают на палеозойском основании и заполняет углубления в рельефе. Вышележащие потоки представлены оливиновыми базальтами (6—10 м). Они разделяются между собой ярко-красными глинами коры выветривания (до 0.5—1 м). Из этого разреза имеется несколько К/Аг датировок, наиболее древняя из которых составляет 74 млн лет [Добрецов, Загрузина, 1977]. Наши исследования с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа дали сопоставимые результаты в интервале 71—76 млн лет (табл. 1).

Участок Байдулы. В пределах хр. Байдулы сулутерекская свита представлена терригенно-карбонатной и лавовой фациями. Разрез свиты состоит из двух лавовых потоков мощностью 35 и 25 м, разделенных 0.5—1-метровым слоем мергелей и известняков со значительной примесью вулканомиктового материала. Лавы оливиновых базальтов слагают покров, прослеживающийся вдоль южного склона хребта на протяжении 19 км к западу от урочища Коктурпак. С севера покров базальтов ограничен Южно-Сонкульским разломом, а с востока, юга и запада базальты облекаются терригенно-карбонатными отложениями, содержащими спорово-пыльцевые комплексы верхнего мела—эоцена [Фортуна и др., 1994]. По нашим данным, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтов из нижней части покрова (р. Чонкурсу) составляет 61 млн лет (см. табл. 1). Осадочные породы здесь полностью вытесняются из разреза, и на выветрелых гранитоидах среднего карбона залегают массивные и миндалекаменные лавы оливиновых базальтов.

Участок Тоссор находится на северном склоне Терской хребта. По руч. Бугумуюз, левому притоку р. Тоссор, на пред-

Таблица 1. Представительные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализы возраста мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня [Миколайчук и др., 2006]

Участок	№ образца	Порода	Возраст, млн лет	Место проведения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования
Сулутерек	96-1	Оливиновый базальт	60.7 ± 0.8	ИГМ СО РАН
»	96-2	»	60.5 ± 0.7	»
Байдулы	465	»	60.6 ± 0.4	»
Текелик	ТК3	»	74 ± 1	Университет Монтпилиер, Франция
»	ТК1	»	71 ± 3	»
»	25-99	Базальт	76 ± 2	ИГМ СО РАН

орогенной мезозойской поверхности выравнивания, погружающейся к северо-западу под углом 50—60°, залегает разрез мезокайнозойских отложений, ограниченных с севера альпийским взбросом. Нижняя часть разреза (75 м) представлена полимиктовыми несортированными брекчиями и мергелями сулутерекской свиты. Среди брекчий присутствуют три потока базальтов (7—10 м), прослеживающихся по простиранию на 1 км. Выше залегают кирпично-красные суглинки и гравелиты олигоцена—миоцена.

Участок Учкудук находится в одноименных горах, с юго-запада обрамляющих Иссык-Кульскую впадину. Здесь пестроцветные песчано-алевролитовые отложения карбона прорваны тремя телами базальтоидов. Наиболее крупный шток (I) образует трубообразное тело овальной формы, протяженностью 80 м и шириной 45 м. Второе проявление (II) представляет собой сочетание трубообразного раздува (30 × 50 м) с крутопадающей дайкой длиной до 100 м и мощностью 10—12 м. Третье тело линзообразной формы (8 × 40 м) расположено северней штока I и, вероятно, составляет его боковое ответвление. В составе штоков и даек преобладают оливиновые базальты с крапленниками оливина и клинопироксена. Наблюдается значительное количество обломков оливинов и пироксенов. Более редки ксенолиты пироксенитов и лерцолитов. Основная масса базальтов имеет микролитовую структуру и представлена авгитом, оливином и магнетитом, которые цементируются в основном буроватым вулканическим стеклом [Добрецов и др., 1979].

Участок Торайгыр. Один из наиболее детально изученных разрезов кайнозоя Центрального Тянь-Шаня вскрывается вдоль долины р. Торайгыр в северном борту Иссык-Кульской впадины. Палеозойские образования, слагающие подножие Кюнгей-Ала-Тоо, представлены гранитами силурийского возраста. Выработанная на них предорогенная поверхность выравнивания и вышезалегающие отложения сулутерекской свиты полого погружаются к северу, северо-западу. На выветрелой поверхности гранитов залегают светлые известняки и мергели (до 2 м). Их сменяет 5-метровый слой красных глинистых и светлых аркозовых песчаников с прослоями конгломератов, на котором залегают потоки базальтов (10—12 м). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтов, по данным [Sobel, Arnaud, 2000], составляет 53 млн лет. Среди пестрых глин и аргиллитов верхней части сулутерекской свиты собраны костные остатки эоценового возраста [Дмитриева, Несмеянов, 1982]. Верхняя часть кайнозойского разреза сложена красноцветными грубообломочными отложениями олигоцена—миоцена. Описанный комплекс слагает предгорье и по системе сдвигов и надвигов сочленяется с палеозойскими образованиями Кюнгей-Ала-Тоо на северо-западе и плиоцен-плейстоценовыми отложениями Иссык-Кульской впадины на юго-востоке [Миколайчук, 2000].

Участок Сулутерек. Выходы мезокайнозойских базальтов находятся в левом борту Боомского ущелья, вблизи устья р. Сулутерек. Нижний горизонт сулутерекской свиты сложен красноцветными полимиктовыми песчаниками и глинами с линзами, прослоями мергелей и известняков. Выше залегают два потока оливиновых базальтов мощностью 20 и 10 м, расслоенных пачкой красных глин. Перекрываются базальты карбонатными брекчиями (30 м). На этом же стратиграфическом уровне отмечаются прослои базальтовых туфов [Додонова, 1972; Чедия и др., 1973]. Нижний (подбазальтовый) горизонт разреза характеризуется поздне меловым спорово-пыльцевым комплексом [Чедия и др., 1973], а в южной части Боомского ущелья, известна залежь переотложенных остатков поздне меловых динозавров [Ефремов, 1944]. Эти данные не противоречат датировке в 84 ± 7 млн лет, полученной для базальтов Сулутерекского разреза [Добрецов, Загрузина, 1977], но интенсивные преобразования базальтов не исключают возможности их удревления вследствие вторичных изменений пород, как это предполагал А.Ф. Грачев [1999]. Поэтому при проведении полевых работ особое внимание уделялось отбору максимально неизмененных образцов. Полученные нами результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализа дают цифры в 61 млн лет (см. табл. 1).

Участок Кыргызсай находится на хр. Кетмень, на водоразделе рек Киргизсай—Сумбе. Здесь в поле девонских риолитов установлен выход кайнотипных базальтоидов и долеритов. Тело неправильной формы имеет ширину до 110 м и протяженность 150 м. В восточном направлении оно переходит в дайку с вертикальными контактами. В центральной части дайки долериты сменяются мелкозернистыми оливиновыми габбро. В целом на этом участке наблюдается сложная ассоциация мелкозернистых, слабоизмененных пород основного состава: базальты, долериты, долеритовые порфириты, габбро-долериты, микрогаббро.

Участок Койбын. В Южной Джунгарии, на южных склонах гор Актау, по правому борту р. Койбын мезокайнозойские базальты прослежены на расстоянии более 4 км. Они входят в состав покрова общей мощностью 68—70 м, который конформно залегает на выветрелой поверхности позднепалеозойских (раннепермских) красноцветов и под углом 30—35° погружается к юго-востоку. Нижняя часть покрова сложена потоками миндалекаменных базальтов и долеритов (50—55 м). Выше разрез более пестрый по составу и включает в себя красные глины, вулканомиктовые песчаники и базальты. По верхней части вулканогенного разреза развита кора выветривания (до 10 м), на которой располагаются мелкогалечные конгломераты, сменяющиеся выше по разрезу переслаивающимися пестроцветными глинами, полимиктовыми песчаниками и гравелитами. Отложения содержат окаменелости млекопитающих и рептилий

нижнего—среднего олигоцена. Залегающие выше осадочные породы верхнего олигоцена надстраиваются миоценом и плейстоценом Илийской впадины [Геологическая карта..., 1981; Геологическое строение..., 2000].

Участок Алаколь. Мезокайнозойские базальтовые комплексы находятся у юго-восточного края оз. Алаколь, на северо-восточных склонах гор Кату. Здесь мезозойские отложения с несогласием залегают на палеозойском фундаменте и полого (5—20°) погружаются к востоку. Благодаря разработкам залежей каменного угля геология участка изучена довольно детально. В видимом основании мезозойского разреза залегают толща сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов верхнего триаса мощностью не более 60 м. Нижнеюрские отложения, залегающие на осадках триаса, представлены терригенной угленосной толщей (до 250 м), сложенной алевролитами, аргиллитами, песчаниками и углями, которые чередуются с пачками конгломератов. Завершает разрез нижнесреднеюрская толща конгломератов и песчаников (до 850 м) [Геологическая карта..., 1981; Геологическое строение..., 2000]. В северо-западной части участка располагаются тела базальтовых пород 50-метровой мощности и протяженностью более 800 м, в составе которых преобладают плотные мелкозернистые свежие базальты с мелкими вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Активные контакты базальтов с песчаниками и алевролитами верхнего триаса и переходы их в различные горизонты мезозойского (юрского) разреза свидетельствуют о том, что это sill, возраст которых может быть более древним (возможно, юрским) по сравнению с другими рассмотренными базальтовыми комплексами Тянь-Шаня.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОВ

Аналитическая обработка коллекций, собранных авторами на участках Таш-Кумыр, Тоссор, Учкудук, Торайгыр, Кыргызсай, Койбын и Алаколь, позволила получить новые данные по петрохимии и геохимии мезокайнозойских базальтов Тянь-Шаня (табл. 2—4).

Таблица 2. Представительные анализы составов базальтов (мас.%) Тянь-Шаня

№ п/п	№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
1	C-57A	46.81	2.21	14.20	11.99	0.14	6.64	7.25	4.04	1.48	0.44	4.85	99.70
2	C-57B	47.59	2.18	13.50	12.00	0.12	6.78	7.07	4.22	1.49	0.43	4.63	99.68
3	C-57B	47.52	2.18	14.40	12.06	0.12	5.83	7.13	4.03	1.46	0.43	5.04	99.91
4	C-57Г	48.20	2.14	13.20	11.65	0.12	6.91	7.06	3.95	1.45	0.42	5.03	99.79
5	C-57Д	46.25	2.19	14.40	12.34	0.14	6.89	7.09	4.14	1.49	0.42	4.97	99.88
6	C-158A	51.76	1.96	16.19	10.04	0.11	4.78	8.55	2.45	0.88	0.33	2.25	99.30
7	C-152A	44.31	2.35	12.64	12.39	0.18	10.24	9.35	4.38	1.27	0.76	1.12	98.99
8	C-152Г	43.93	2.43	12.52	12.62	0.18	11.69	9.35	3.51	0.91	0.76	1.72	99.62
9	C-152Д	44.07	2.52	12.64	12.65	0.18	10.82	9.51	4.18	0.93	0.78	1.20	99.48
10	C-155A	44.22	2.59	12.57	12.84	0.18	10.15	9.87	4.19	0.89	0.80	1.25	99.55
11	C-155B	44.22	2.51	12.76	12.27	0.18	10.72	9.88	3.35	0.78	0.81	1.57	99.05
12	C-159B	48.89	2.18	15.83	11.76	0.08	3.16	8.77	3.30	1.09	0.44	4.93	100.42
13	C-159Г	48.91	1.96	15.18	10.89	0.10	4.23	8.51	3.28	0.83	0.33	5.82	100.03
14	C-159Д	49.19	2.00	15.45	10.32	0.10	4.06	8.74	3.50	0.90	0.36	5.72	100.34
15	C-20A	50.17	1.28	17.61	11.69	0.17	4.97	8.36	3.09	1.33	0.47	0.79	99.93
16	C-20B	48.70	1.10	17.75	12.02	0.17	5.93	9.29	2.84	1.03	0.37	0.82	100.02
17	C-20Г	54.83	1.17	16.89	9.97	0.16	3.59	6.64	3.47	2.01	0.43	0.68	99.84
18	C-20Д	50.16	1.20	17.52	11.97	0.18	5.29	9.64	2.65	0.71	0.36	0.47	100.15
19	C-20З	48.60	1.12	17.87	12.16	0.17	5.91	9.32	2.81	0.84	0.41	0.82	100.03
20	C-21A	47.36	1.69	15.29	11.17	0.12	6.87	9.03	3.33	1.40	0.58	2.81	99.65
21	C-21B	46.96	1.76	14.69	11.16	0.17	7.62	9.28	2.95	1.00	0.62	3.58	99.79
22	C-21B	46.79	1.72	15.24	11.32	0.15	7.00	9.32	3.09	1.17	0.56	3.47	99.83
23	C-21Д	47.20	1.87	15.37	11.58	0.13	6.12	9.40	3.08	1.09	0.66	3.37	99.87
24	C-21E	47.33	1.85	15.57	11.15	0.13	6.58	9.38	3.02	0.93	0.66	3.32	99.92
25	C-22B	54.50	2.32	14.88	9.20	0.10	4.85	6.63	4.22	0.84	0.47	1.92	99.93
26	C-22Д	54.42	2.35	14.72	9.33	0.10	4.79	6.52	4.36	1.08	0.50	1.80	99.97
27	C-22E	54.12	2.32	14.85	9.23	0.10	4.84	6.56	4.32	1.02	0.49	2.07	99.92
28	C-22З	54.82	2.32	14.78	8.97	0.09	4.82	6.40	4.13	1.30	0.49	1.78	99.90
29	C-22И	54.32	2.33	14.80	9.27	0.10	4.80	6.63	4.15	1.01	0.49	2.00	99.90

Примечание. Базальты из участков: Таш-Кумыр (1—5), Тоссор (6), Учкудук (7—11), Торайгыр (12—14), Кыргызсай (15—19), Койбын (20—24) и Алаколь (25—29).

По содержанию SiO_2 базальтоидные породы рассмотренных участков варьируют от пикробазальтов Учкудука до андезитобазальтов участка Алаколь. По этой характеристике последние существенно отличаются от всех остальных мел-палеогеновых эффузивов Тянь-Шаня. Содержания суммы щелочей изменяются от 3 до 6 мас.%, как и в случае пород типа ОИВ в районе о. Буве в Южной Атлантике. При этом базальты из участков Таш-Кумыр, Учкудук, Торайгыр, Койбын принадлежат к щелочным сериям, а эффузивы районов Тоссор, Кыргызсай и Алаколь — к породам нормальной щелочности. На диаграммах Харкера (рис. 2) полученные нами данные по породам из большинства детально изученных участков (кроме Кыргызсай и Алаколя) попадают в установленные предыдущими исследователями фигуративные поля мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня и располагаются в тесной ассоциации с данными по базальтам океанических островов (ОИВ). Базальты Кыргызсай с относительно низкими (до 1.28 мас.%) значениями титана резко отличаются от всех других базальтоидов и попадают в области островодужных (известково-щелочных) пород на диаграммах $\text{TiO}_2\text{—FeO/MgO}$ и $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (рис. 3). На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—FeO/MgO}$ пикробазальты участка Учкудук располагаются на тренде оливиновых кумулятов, а базальты Торайгыра прослеживаются вдоль тренда остаточных расплавов.

По особенностям распределения редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Nb, Y), базальтоиды из большинства рассмотренных участков располагаются в поле ОИВ (рис. 4), показывая тем самым определяющую роль мантийных плюмовых источников. Породы Кыргызсай приурочены к полю океанических платобазальтов, а эффузивы Койбына к островодужным базальтам, что не противоречит данным на диаграмме $\text{TiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. Резкие отличия пород Кыргызсай и Койбына хорошо видны и на диаграмме Th/Yb—Ta/Yb , где они образуют фигуративные поля, существенно смещенные от мантийных (внутриплитных) составов. Смещение свидетельствует о вовлечении в плавление (рециклировании) корового материала или развитии надсубдукционного обогащения области мантийного магмообразования.

По характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 5) все рассмотренные базальтоиды Тянь-Шаня обогащены легкими лантаноидами, имеют отчетливые отрицательные наклоны графиков и в целом хорошо согласуются с данными по породам Гавайских островов (эталонные ОИВ). Наиболее обогащены и попадают в область щелочных серий породы Учкудука и Койбына. Графики базальтов Таш-Кумыра и Торайгыра располагаются между щелочными и переходными сериями Гавайских островов. В породах из района Алаколь имеет место своеобразное выполаживание линий нормированных концентраций в легкой части редкоземельного спектра от La до Nd.

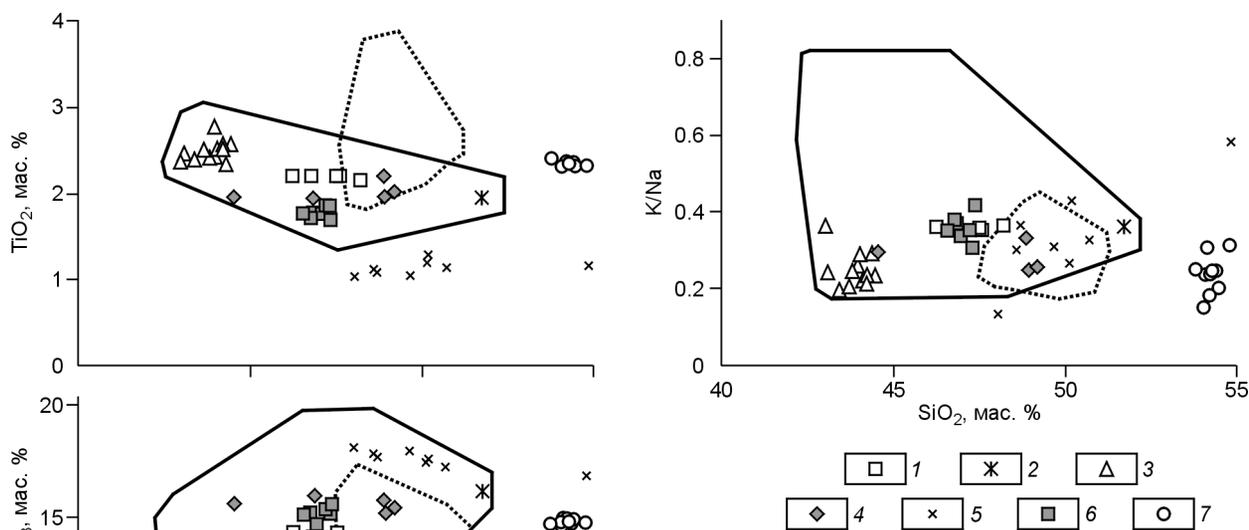


Рис. 2. Диаграммы Харкера для базальтов Тянь-Шаня.

1—7 — образцы базальтовых пород, отобранные на следующих участках: Таш-Кумыр (1), Тоссор (2), Учкудук (3), Торайгыр (4), Кыргызсай (5), Койбын (6), Алаколь (7). Сплошная линия — поля мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня, по данным предыдущих исследователей [Sobel, Arnaud, 2000]. Пунктирная линия — поля базальтов типа ОИВ, район о. Буве в Южной Атлантике [Симонов и др., 1997].

Таблица 3. Представительные анализы содержания редких элементов (г/т) в базальтах Тянь-Шаня

№ п/п	№ образца	Rb	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Th	U
1	C-57A	26	24	208	43	0.81	1361	5.01	2.40	8	3.08	0.99
2	C-57Б	26	22	198	39	0.75	1010	4.67	2.27	25	3.08	0.98
3	C-57B	22	21	183	37	0.69	1774	4.18	2.17	19	2.83	0.77
4	C-57Г	24	20	187	38	0.77	956	4.26	2.17	28	2.70	0.85
5	C-57Д	22	19	176	35	0.76	1350	4.10	2.05	17	2.84	0.84
6	C-158A	14	21	167	28	2.02	267	3.48	1.65	3	2.15	1.71
7	C-152A	21	26	299	77	1.50	324	5.77	4.38	5	5.01	1.67
8	C-152Г	22	24	269	71	1.36	282	5.20	3.84	5	4.88	2.08
9	C-152Д	16	26	295	79	1.34	314	6.35	4.79	5	5.26	1.93
10	C-155A	24	26	305	79	1.01	472	6.21	4.48	4	4.82	1.61
11	C-155Б	17	27	309	81	1.47	314	5.81	4.74	5	5.07	1.89
12	C-159Б	13	20	178	36	0.07	238	3.88	2.40	4	2.74	8.60
13	C-159Г	15	17	148	29	0.21	319	3.17	1.70	3	2.31	7.01
14	C-159Д	15	17	147	30	0.16	191	3.14	1.71	2	2.33	6.50
15	C-20A	49	25	57	6	1.93	404	1.51	0.36	9	3.35	0.93
16	C-20Б	33	22	63	5	2.89	265	1.50	0.34	6	2.20	0.52
17	C-20Г	73	32	114	10	1.97	457	3.05	0.48	10	5.39	1.44
18	C-21A	23	27	203	10	0.90	408	4.57	0.65	10	4.09	0.89
19	C-21Б	21	28	209	11	1.32	460	4.73	0.62	12	3.63	1.18
20	C-21B	22	26	229	11	2.01	409	4.67	0.53	10	3.43	0.99
21	C-21Д	19	28	212	10	0.53	425	4.94	0.51	10	4.20	0.76
22	C-21E	22	27	226	11	0.39	426	4.85	0.60	10	3.91	0.91
23	C-22B	12	18	200	28	1.53	423	4.97	1.36	3	2.53	0.69
24	C-22Д	13	18	213	31	1.11	411	4.72	1.43	3	2.62	0.75
25	C-22E	14	19	230	33	0.83	420	5.22	1.75	4	2.46	0.61
26	C-223	35	21	218	30	0.39	391	5.16	1.71	4	2.60	0.59
27	C-22И	13	21	218	31	0.81	435	5.19	1.67	4	2.68	0.59

Примечание. Здесь и в табл. 4 базальты из участков: Таш-Кумыр (1—5), Тоссор (6), Учкудук (7—11), Торайгыр (12—14), Кыргызсай (15—17), Койбын (18—22) и Алаколь (23—27).

Выше были показаны отличия по петрохимии и редким элементам пород из участков Койбын, Кыргызсай от базальтов других районов, но явно значительно большая обогащенность легкими редкоземельными элементами, в первом случае, по сравнению с известково-щелочными сериями, а во втором — по сравнению с океаническими платобазальтами (см. рис. 5, B), не подтверждает возможность формирования магматических систем Койбын и Кыргызсай в иных геодинамических обстановках и свидетельствует в пользу контаминации корового материала мантийными плюмовыми расплавами.

Как видно на спайдер-диаграмме (рис. 6, A), базальты участка Учкудук отличаются от пород Торайгыра высокими значениями Cs, Th и низкой концентрацией U. Резко выраженный максимум U является характеристикой только базальтов из района

Рис. 3. Диаграмма TiO_2 — K_2O для базальтов Тянь-Шаня.

Поля пород: OIB — плюмовые внутриплитные базальты океанических островов, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, ТВ — толеитовые базальты островных дуг, САВ — известково-щелочные базальты островных дуг. Пунктирная линия — поля базальтов типа OIB в районе о. Буве в Южной Атлантике (1) и базальтов океанического плато Онтонг-Джава (2). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2. Использованы материалы из [Миронов, 1990; Симонов и др., 1997; Симонов и др., 2005].

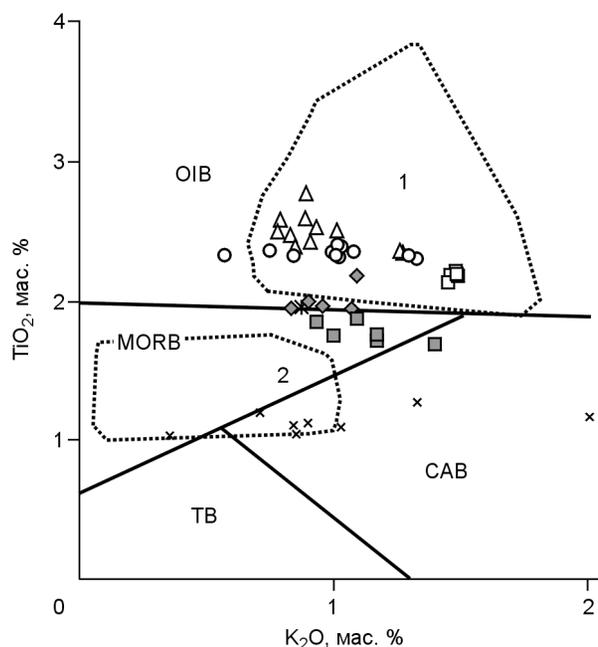


Таблица 4. Представительные анализы содержания редкоземельных элементов (г/т) в базальтах Тянь-Шаня

№ п/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	31.00	62.51	7.28	29.00	5.90	1.75	6.18	0.78	4.55	0.99	2.34	0.32	1.77	0.26
2	28.53	57.60	6.62	26.03	5.68	1.73	5.54	0.78	4.36	0.92	2.11	0.34	1.64	0.25
3	26.41	53.46	6.20	24.69	4.91	1.69	5.27	0.81	4.15	0.78	1.93	0.29	1.53	0.25
4	26.57	54.15	6.28	24.53	5.16	1.47	5.42	0.75	4.05	0.75	2.17	0.32	1.65	0.22
5	25.00	51.43	5.77	22.84	4.88	1.60	5.24	0.70	3.67	0.78	1.91	0.30	1.51	0.26
6	15.20	33.32	4.23	20.33	4.55	2.07	4.87	0.72	3.60	0.62	1.70	0.20	1.44	0.20
7	44.15	89.50	9.85	41.77	8.24	2.84	7.19	1.02	5.05	0.83	2.07	0.23	1.50	0.24
8	40.69	84.71	9.40	38.71	6.93	2.65	6.66	1.01	5.04	0.90	1.96	0.24	1.54	0.20
9	46.17	93.10	10.15	42.44	8.68	2.86	7.33	1.07	5.42	0.85	2.28	0.28	1.74	0.25
10	43.56	89.95	10.24	40.90	8.14	2.69	7.85	1.07	5.19	0.80	2.24	0.23	1.71	0.25
11	44.77	89.82	10.37	41.16	8.35	2.91	7.64	1.16	5.39	0.88	2.06	0.24	1.67	0.25
12	18.88	39.11	4.71	22.26	4.84	2.00	4.85	0.80	3.89	0.61	1.60	0.25	1.48	0.22
13	14.91	30.87	3.97	17.96	3.90	1.81	4.23	0.65	3.27	0.54	1.47	0.22	1.10	0.16
14	14.93	31.69	3.77	17.18	4.28	1.69	4.03	0.63	3.25	0.55	1.48	0.16	1.17	0.22
15	19.73	44.34	5.36	25.65	5.41	1.59	4.90	0.73	4.35	0.99	2.36	0.43	2.56	0.33
16	15.03	32.92	4.10	18.10	4.28	1.12	4.04	0.53	3.61	0.75	2.28	0.30	1.97	0.27
17	27.10	56.72	6.78	31.09	6.54	1.66	5.73	0.83	5.54	1.24	3.26	0.47	3.32	0.46
18	35.70	85.88	10.80	45.33	8.20	2.12	7.05	0.92	5.12	0.92	2.56	0.41	2.62	0.32
19	38.31	93.85	11.02	47.96	8.82	2.36	6.90	1.09	5.69	1.17	2.63	0.45	2.71	0.33
20	33.39	80.54	10.30	42.95	7.77	2.40	5.85	0.86	4.83	1.00	2.40	0.38	2.67	0.33
21	36.28	88.16	10.74	45.16	8.32	2.38	7.26	0.98	4.77	1.04	2.82	0.41	2.47	0.33
22	38.39	95.12	11.29	49.41	8.51	2.53	6.65	0.98	5.56	1.16	2.63	0.37	2.38	0.39
23	19.60	42.55	5.80	28.30	7.08	2.24	6.02	0.76	4.06	0.73	1.47	0.22	1.07	0.12
24	21.31	47.13	6.31	31.33	7.36	2.25	6.23	0.90	4.31	0.67	1.49	0.21	1.28	0.16
25	21.53	47.83	6.46	32.48	7.59	2.41	6.27	0.83	4.43	0.73	1.36	0.19	1.21	0.17
26	21.54	45.91	5.98	30.28	8.03	2.47	7.15	0.90	4.35	0.82	1.71	0.22	1.33	0.17
27	20.24	46.94	6.38	30.43	7.27	2.37	6.72	0.92	4.11	0.72	1.88	0.16	1.27	0.15

Примечание. Номера образцов см. в табл. 3.

Торайгыр. Отношение Th/U в них необычно низкое — 0.17—0.36. В образце из участка Тоссор оно составляет 1.3, а в породах Учкудука повышается до интервала 2.3—3.1, приближаясь к типичному отношению в мантийных породах (около 4.0).

Соотношения несовместимых элементов в породах из участка Таш-Кумыр характеризуются в основном плавным спектром, в общем повторяющим спектр базальта океанических островов (ОИВ, см. рис. 6, В).

Резко выражены максимумы Cs, Ba и Pb. Значения Ba/Rb находятся в интервале 39—80, превышая этот показатель в породах других районов. Значения Ce/Pb составляют 1.9—3.1, в породах других участков этот показатель выше и составляет 8.2—9.1 (Койбын), 8.3—13.3 (Торайгыр), 10.7—17.5 (Алаколь), 16.4—23.2 (Учкудук).

Спектры несовместимых элементов в породах из участков Койбын и Кыргызсай характеризуются минимумами Nb-Ta и Zr-Hf (см. рис. 6, В). В породах района

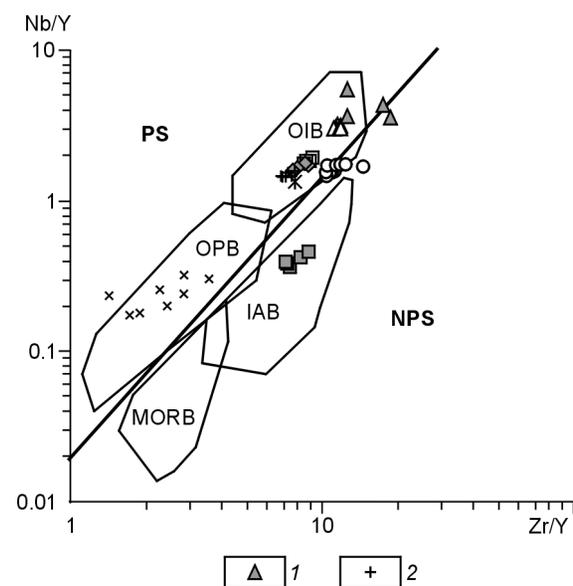


Рис. 4. Диаграмма Nb/Y—Zr/Y для базальтов Тянь-Шаня.

Расплавные включения в оливинах из пород участка Учкудук (1) и в плагиоклазах из пород участка Текелик (2). Области магматических серий с плюмовым источником (PS) и без плюмового источника (NPS). Поля пород: ОИВ — плюмовые внутриплитные базальты океанических островов, ОПБ — базальты океанических плато, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, IAB — островодужные базальты. Использованы материалы из [Condie, 2005]. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2, 3.

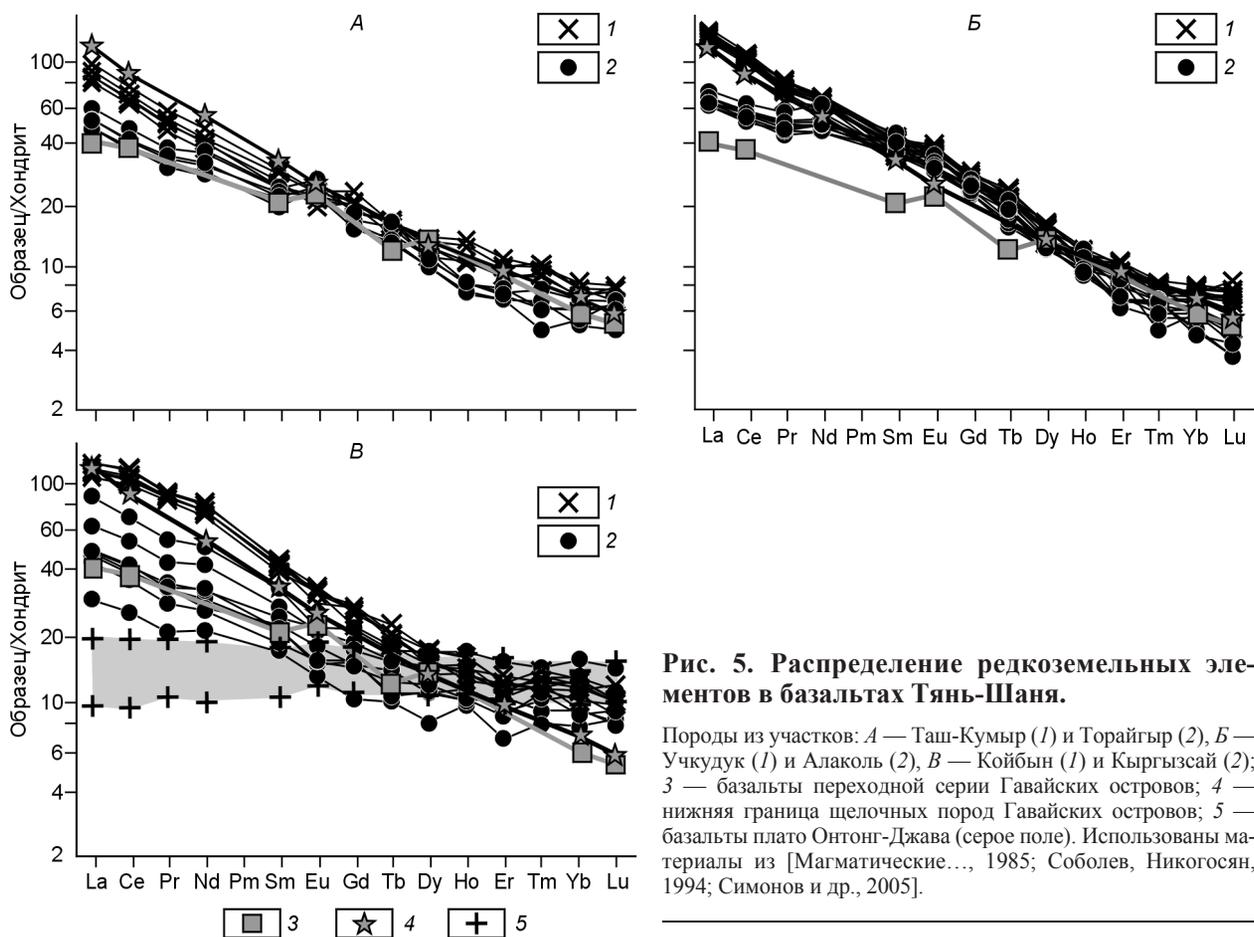


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в базальтах Тянь-Шаня.

Породы из участков: *A* — Таш-Кумыр (1) и Торайгыр (2), *Б* — Учкудук (1) и Алаколь (2), *В* — Койбын (1) и Кыргызсай (2); 3 — базальты переходной серии Гавайских островов; 4 — нижняя граница щелочных пород Гавайских островов; 5 — базальты плато Онтонг-Джава (серое поле). Использованы материалы из [Магматические..., 1985; Соболев, Никогосян, 1994; Симонов и др., 2005].

Кыргызсай определены максимальные значения K/Nb (1033—1804), снижающиеся в базальтах участка Койбын до 714—1192. Отношение Zr/Sm составляет соответственно 7.2—17.5 и 23.7—29.5, а Hf/Sm — 0.19—0.37 и 0.52—0.59. Породы других районов (Алаколь, Торайгыр, Тоссор, Таш-Кумыр) не имеют $Nb-Ta$ и $Zr-Hf$ аномалий и характеризуются более низким K/Nb (159—473), перекрывающим это отношение в океанических базальтах (250). Пикробазальты Учкудука обладают минимальными значениями $K/Nb = 83—149$. В целом отношения Zr/Sm в отмеченных районах находятся в узком диапазоне 33—38, а Hf/Sm — 0.60—0.81. Эти данные входят в диапазоны характеристик внутриплитных базальтов: Zr/Sm 17—40, Hf/Sm 0.4—0.8 [Dupuy et al., 1992].

Нормированный спектр несовместимых элементов в породах из района Алаколь в общем подобен спектру пород из участка Таш-Кумыр с небольшим дополнительным максимумом Sr (см. рис. 6, *Г*).

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

В ходе обработки собранных образцов расплавные включения (рис. 7) были найдены в оливинах из пикробазальтов участка Учкудук, в пироксенах из андезитбазальтов участка Алаколь и в плагиоклазах из базальтов участка Текелик. Результаты анализа расплавных включений приведены в табл. 5, 6.

Участок Учкудук. Представительная информация по включениям в оливинах из пикробазальтов получена для образцов С-155В и С-152Д. Расплавные включения (3—45 мкм) располагаются цепочками по залеченным трещинкам в центре кристаллов оливина и по зонам роста в краевых частях минералов. Таким образом, для основной массы оливинов, выполняющей первичные ядра кристаллов, эти включения вторичные, но для внешних зон — первичные. Формы включений объемно-округлые с некоторой гранкой. Включения многофазовые: газовый пузырек + светлое стекло + светлые зеленоватые кристаллические фазы (клинопироксен ?) + темные фазы (см. рис. 7, *А*). В крупных расплавных включениях часто „газовый пузырек“, имеющий округлую форму и располагающийся между кристалликами и стеклом, содержит две фазы — собственно газовую и жидкость (см. рис. 7, *Б*). Криометрические исследования показали, что содержимое такого „газового пузырька“ замерзает около -70 °С с образованием двух фаз: светлой (твердая) и темной (газ). При подъеме температуры в ходе экспериментов до -56.8 °С замерзший „газовый пузырек“ резко преобразуется в соотношение газ—жидкость. Эти температурные характерис-

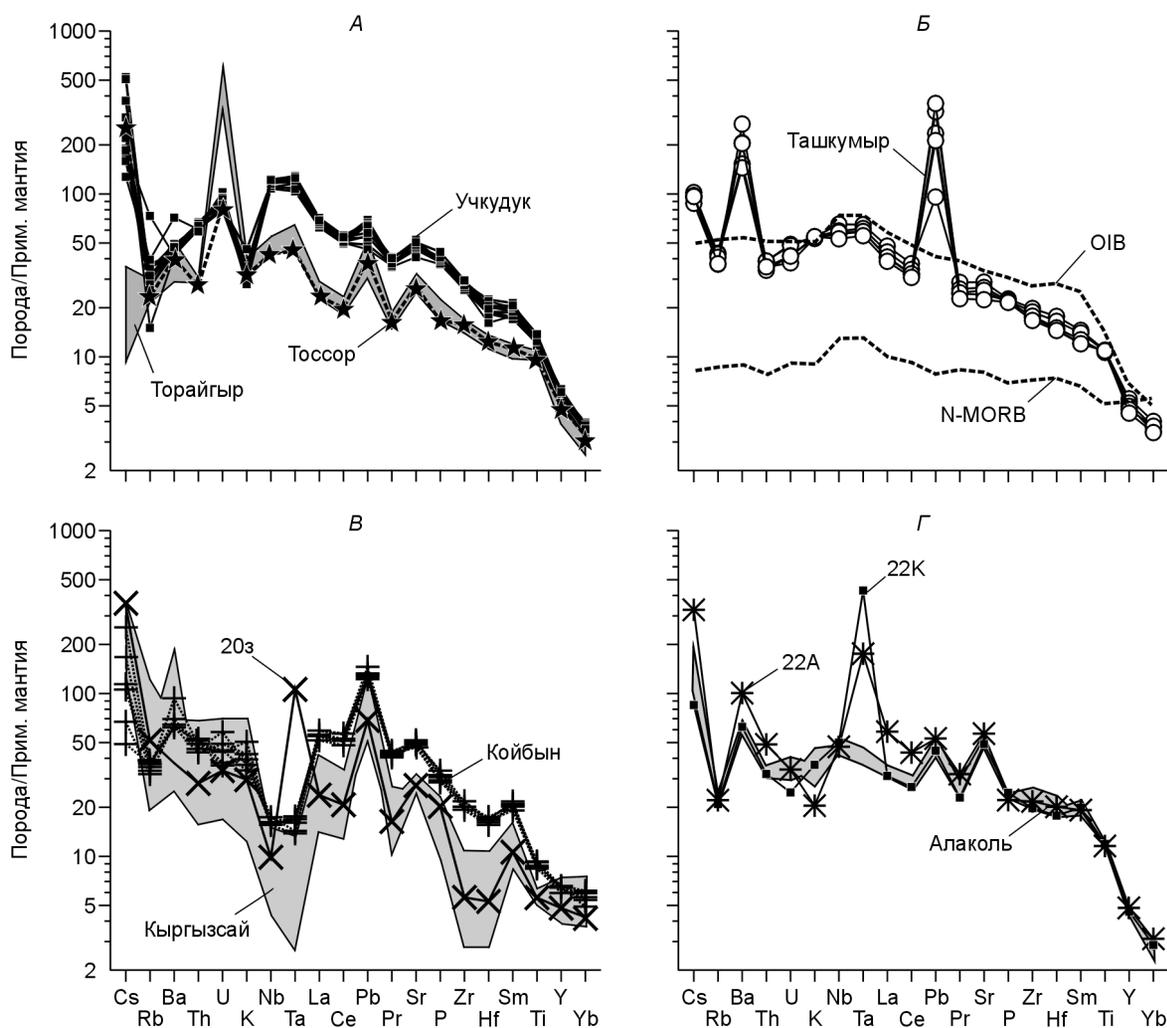


Рис. 6. Спайдер-диаграммы для базальтов Тянь-Шаня.

OIB — плюмовые внутриплитные базальты океанических островов, N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов. Образцы с аномальными распределениями элементов: 20з — для участка Кыргызсай, 22А и 22К — для участка Алаколь.

тики практически идеально соответствуют тройной точке CO_2 . При дальнейшем повышении температуры „газовый пузырек“ становится гомогенным при $+25^\circ\text{C}$. По диаграмме фазового состояния CO_2 можно установить плотность углекислоты, которая составляет около 0.7 г/см^3 . Наряду с расплавленными включениями в этих же зонах находятся фактически сингенетичные им флюидные включения. Криометрический анализ этих включений показал, что они замерзают при температурах $-70\dots-80^\circ\text{C}$ и резко размораживаются в районе тройной точки CO_2 . При подъеме температуры в ходе экспериментов до -10°C во включениях этого типа начинают двигаться газовые пузырьки. В большинстве случаев пузырьки исчезают и включения становятся гомогенными в диапазоне температур от -2 до $+5^\circ\text{C}$. Учитывая эти данные, плотность углекислоты во включениях этого типа составляет $0.89\text{—}0.93\text{ г/см}^3$.

В ходе экспериментов в микротермокамере большинство включений взрывается, что связано с наличием CO_2 , создающим повышенные давления. Часть включений, обычно среднего размера, становятся гомогенными при температуре $1220\text{—}1250^\circ\text{C}$. Давление флюида в расплаве, рассчитанное с помощью включений, содержащих углекислоту, при этих температурах варьирует от 4 до 8.4 кбар.

По содержанию SiO_2 ($47\text{—}51\text{ мас.}\%$) расплавленные включения в оливинах из пикробазальтов Учкудука соответствуют оливиновым базальтам и базальтам. По сумме щелочей (от 4.3 до 6.2 мас.%) включения совпадают с данными по изученным породам участка Учкудук и принадлежат к субщелочным сериям. Для рассмотренных включений характерно преобладание калия над натрием и соответственно по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ их можно отнести к калиевым сериям. Это подтверждается данными на тройной диаграмме $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—}(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO})$, где включения в оливинах, характеризуясь накоплением алюминия и щелочей, наиболее близки к тренду калиевых базальтоидов и шошонитов. Включения,

Таблица 5. Представительные анализы составов расплавных включений (мас.%) в минералах из базальтов Тянь-Шаня

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	T _{гом}
1	46.63	3.39	15.48	0.00	9.44	0.17	7.09	7.41	2.27	2.69	94.57	1250
2	46.51	3.58	15.51	0.00	9.25	0.16	7.49	7.63	2.25	2.61	94.99	1250
3	50.70	1.51	18.98	0.19	5.56	0.11	4.54	6.37	2.31	4.39	94.65	1220
4	49.41	2.78	18.66	0.00	6.05	0.08	4.95	6.96	1.87	3.81	94.57	1220
5	50.18	1.82	18.65	0.06	7.09	0.09	5.00	5.66	2.40	3.83	94.79	1220
6	48.93	2.41	17.48	0.00	6.68	0.09	6.13	7.80	2.23	3.64	95.39	Не опр.
7	47.90	2.39	17.55	0.00	6.84	0.10	6.22	8.30	2.35	3.51	95.16	»
8	52.62	2.00	19.68	0.02	4.62	0.08	4.27	6.16	1.64	3.10	94.18	»
9	57.16	1.74	14.40	0.07	7.35	0.07	7.38	5.56	2.83	1.47	98.03	1170
10	55.96	1.92	12.88	0.06	8.37	0.10	7.55	5.15	2.44	1.63	96.07	1170
11	55.95	2.28	15.08	0.04	7.79	0.10	6.48	5.63	2.39	1.59	97.34	Не опр.
12	57.78	1.66	14.85	0.08	7.07	0.10	6.15	5.49	2.56	1.61	97.35	»
13	60.15	1.82	16.87	0.03	5.57	0.09	3.59	5.47	2.03	1.72	97.34	1155
14	59.42	1.52	16.41	0.03	5.51	0.06	3.83	4.84	2.41	2.02	96.04	1170
15	57.78	1.76	12.16	0.04	8.11	0.12	5.40	7.01	2.38	1.60	96.36	1155
16	48.55	2.86	18.53	0.00	8.36	0.22	2.68	9.11	4.87	2.27	97.45	1175
17	48.92	2.92	19.01	0.00	8.08	0.20	2.67	9.73	4.77	2.09	98.39	1185
18	48.24	2.21	18.84	0.00	8.87	0.19	3.54	9.79	4.37	1.71	97.76	1175
19	46.26	2.42	17.60	0.00	10.40	0.23	4.64	10.73	4.48	1.54	98.30	1175
20	48.94	1.96	20.18	0.01	6.58	0.16	2.86	9.35	5.48	1.84	97.36	1215
21	48.00	1.94	20.66	0.00	7.25	0.18	2.77	8.97	5.49	2.20	97.46	1215
22	48.12	2.04	17.44	0.00	10.41	0.15	6.10	9.89	3.07	0.81	98.03	1190
23	46.94	2.23	19.80	0.00	8.50	0.21	4.31	10.93	5.03	1.44	99.39	1190
24	49.29	3.44	14.79	0.00	10.16	0.31	4.31	11.27	3.07	1.67	98.31	1175

Примечание. 1—8 — включения в оливине из пикробазальтов участка Учкудук; 9—15 — включения в пироксене из андезибазальтов участка Алаколь; 16—24 — включения в плагиоклазе из базальтов участка Текелик. T_{гом} — температуры гомогенизации включений, °C. Не опр. — не определено.

Таблица 6. Содержание редких, редкоземельных элементов (г/т) и воды (мас.%) в расплавных включениях в минералах из базальтов Тянь-Шаня

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Th	2.18	3.40	3.43	1.68	1.17	1.44	0.84	0.67	0.76	0.62
Rb	29	34	32	27	Не опр.					
Ba	380	568	340	179	207	289	145	127	180	121
Sr	983	1396	900	511	811	913	833	857	962	860
V	437	274	205	245	Не опр.					
La	27.97	37.25	32.10	17.31	15.66	18.32	10.16	8.75	10.13	8.98
Ce	65.20	71.36	67.64	34.86	34.18	40.55	22.46	19.69	22.00	18.63
Nd	30.94	26.40	25.46	12.07	17.50	22.46	11.35	10.27	11.53	9.79
Sm	7.22	5.38	5.32	2.40	4.35	5.23	2.74	2.58	2.78	2.39
Eu	2.06	1.69	1.52	0.65	1.53	1.69	1.07	0.90	0.96	0.81
Gd	6.27	4.94	4.10	2.70	4.12	5.59	3.34	2.52	2.56	2.68
Dy	3.84	2.85	2.71	1.60	3.27	4.08	2.52	2.00	2.01	2.21
Er	2.02	1.58	1.14	0.78	1.93	2.33	1.35	1.33	1.28	1.26
Yb	0.94	0.77	0.74	0.42	1.49	1.86	1.10	1.11	1.02	0.90
Y	16	12	12	7	16	20	13	11	10	11
Zr	204	215	223	93	127	140	94	84	70	77
Nb	68	74	66	45	25	29	19	16	15	15
Ta	2.63	2.91	2.43	1.48	1.28	1.52	0.88	0.74	0.83	0.74
H ₂ O	0.06	0.20	0.09	0.17	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.02

Примечание. 1—4 — включения в оливине из пикробазальтов участка Учкудук; 5—10 — включения в плагиоклазе из базальтов участка Текелик.

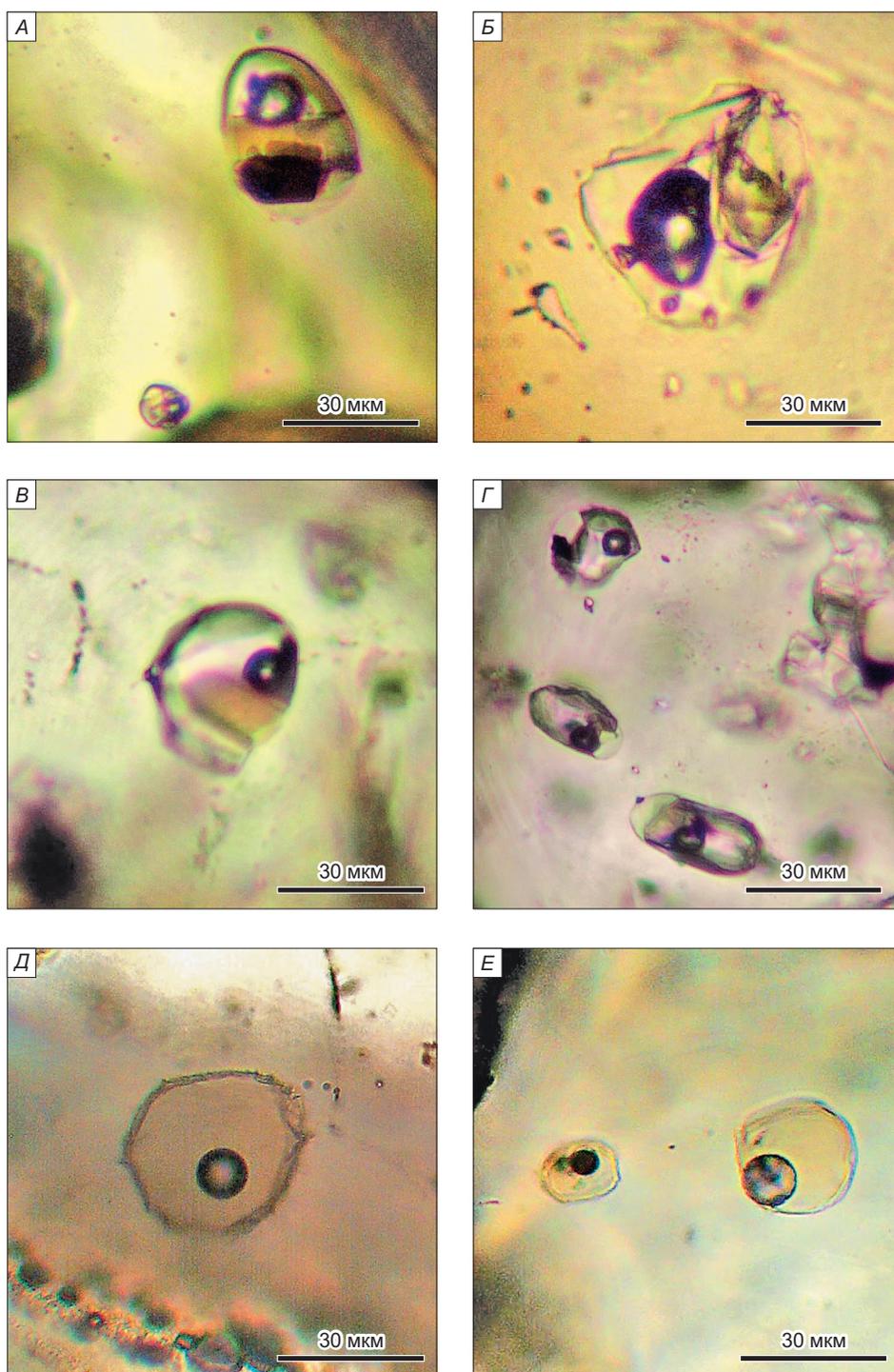


Рис. 7. Фотографии расплавных включений в минералах из базальтов Тянь-Шаня.

А, Б — включения в оливине из пород участка Учкудук; *В, Г* — включения в пироксене из пород участка Алаколь; *Д, Е* — прогретые и закаленные включения в плагиоклазе из пород участка Текелик.

в отличие от пикробазальтов Учкудука, обладают меньшими значениями магния, содержание которого падает от 7.5 до 4.5 мас.% с ростом значений SiO_2 . На диаграммах Харкера (рис. 8) точки составов включений располагаются в тесной ассоциации с данными по базальтам океанических островов (ОИВ). Высокие значения титана (до 3.6 мас.%) также свидетельствуют о близости магматических систем Учкудука к характеристикам плюмоного магматизма типа ОИВ. На диаграмме Al_2O_3 — FeO/MgO (рис. 9) содержания алюминия и значения железистости падают от включений к породам и эти изменения

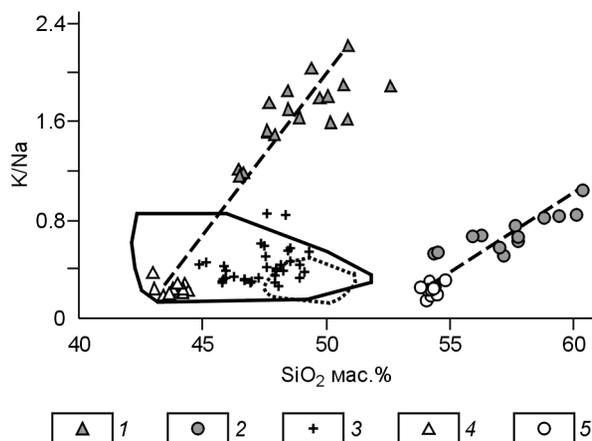
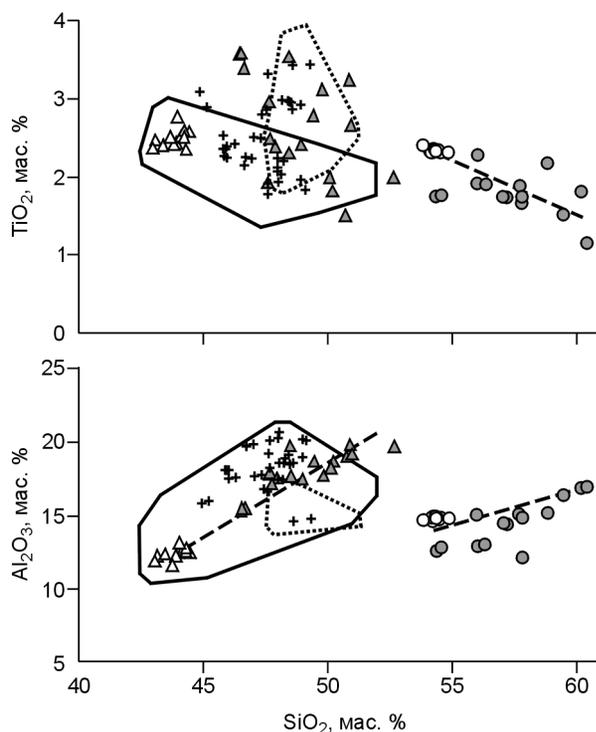


Рис. 8. Диаграммы Харкера для расплавных включений в минералах из базальтов Тянь-Шаня.

1—3 — расплавные включения в оливине из пород участка Учкудук (1), в пироксене из пород участка Алаколь (2) и в плагиоклазе из пород участка Текелик (3); 4, 5 — базальтовые породы из участков Учкудук (4) и Алаколь (5). Сплошная линия — поля мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня, по данным [Sobel, Aglad, 2000]. Пунктирная линия — поля базальтов типа OIB, район о. Буве в Южной Атлантике [Симонов и др., 1997]; штриховые линии — тренды составов расплавных включений.

укладываются на тренд кумуляции оливина. Таким образом, пикробазальты участка Учкудук формировались из базальтоидных расплавов в ходе активных процессов кумуляции оливинов.

Анализ расплавных включений на ионном зонде позволил получить информацию о содержании редких, редкоземельных элементов и воды в магматических системах участка Учкудук. Соотношения в расплавных включениях редких элементов, устойчивых при вторичных процессах (Zr, Y, Nb), свидетельствуют о плюмовом источнике рассматриваемых магматических систем (см. рис. 4). По характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в оливинах пикробазальтов Учкудука совпадают с данными по породам Гавайских островов (рис. 10). Прямой анализ содержания летучих компонентов в расплавных включениях показывает незначительные содержания воды (0.09—0.2 мас.%) в базальтовых расплавах.

Участок Алаколь. Расплавные включения были найдены и изучены в пироксенах, представленных в андезибазальтах этого участка бронзитом и авгитом. Включения в бронзите по внешнему облику практически не отличаются от включений в авгите. Наиболее представительная информация получена по включениям в бронзите из обр. С-223. Первичные расплавные включения (10—40 мкм) располагаются равномерно в центре кристаллов или по зонам роста вдоль границ вкрапленников. Формы включений округло-угловатые с некоторой огранкой, близкой к облику вкрапленников. Включения многофазовые: газовый пузырек + светлое стекло(?) + темные фазы + коричневая кристаллическая фаза (ортопироксен) + черные кристаллики рудных фаз (см. рис. 7, В, Г). Температуры гомогенизации включений в бронзите (1145—1170 °С) и в авгите (1155 °С) близки между собой.

Стекла прогретых и закаленных включений, как и андезибазальты участка Алаколь, обогащены SiO₂ — 54—60 мас.%. По сумме щелочей (от 3.7 до 5.4 мас.%) включения практически совпадают с данными по породам и принадлежат к сериям нормальной щелочности. На диаграммах Харкера точки

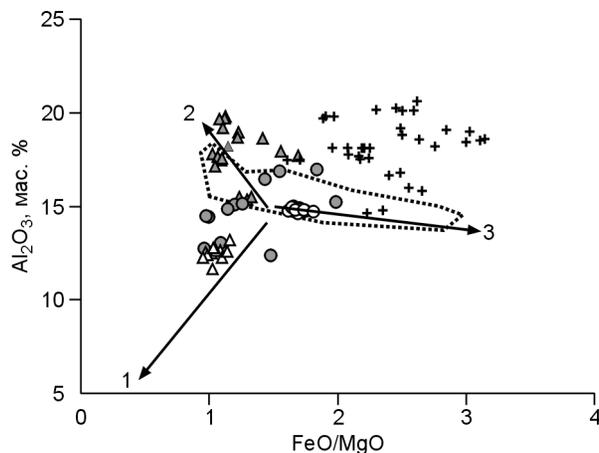


Рис. 9. Диаграмма Al₂O₃—FeO/MgO для расплавных включений в минералах из базальтов Тянь-Шаня.

Тренды: оливиновых кумулятов (1), плагиоклазовых кумулятов (2), остаточных расплавов (3). Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.

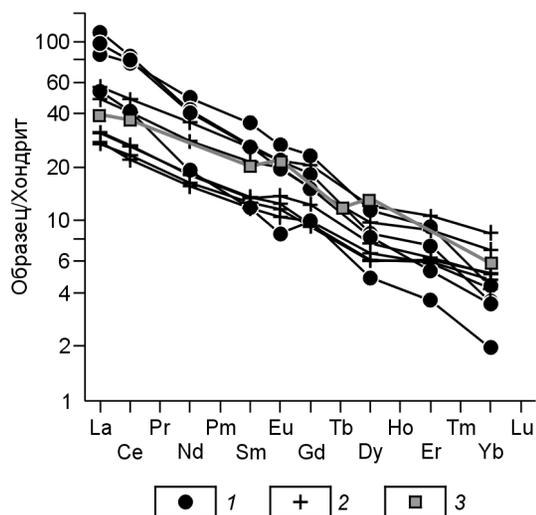


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в расплавных включениях из минералов базальтов Тянь-Шаня.

1, 2 — расплавные включения в оливинах из пород участка Учкудук (1) и в плагиоклазах из пород участка Текелик (2); 3 — базальты переходной серии Гавайских островов [Соболев, Никогосян, 1994].

составов включений тесно ассоциируют с андезибазальтами, показывают близкие к ОИВ значения элементов (TiO_2 , Al_2O_3), но из-за повышенного кремнезема располагаются вне полей большинства мел-палеогеновых базальтов Тянь-Шаня (см. рис. 8). Необходимо отметить, что составы включений в пироксенах Алаколя (так же как и включения в оливинах Учкудука) показывают тренды фракционирования расплавов с ростом содержания алюминия, роли калия и падением содержания титана при увеличении SiO_2 . На диаграмме Al_2O_3 — FeO/MgO (см.

рис. 9) включения образуют достаточно широкое поле, перекрывающее частично диапазон ОИВ, в отличие от пород этого участка, располагающихся на тренде остаточных расплавов.

Участок Текелик. Наиболее представительная информация по расплавным включениям получена по обр. ТК-2. Включения были найдены только в плагиоклазах. Первичные расплавные включения (3—80 мкм) формируют прямолинейные зоны роста вдоль граней вкрапленника, а также равномерно располагаются в центре кристаллов. Формы включений в основном — округло-прямоугольные таблички. Включения многофазовые: основная масса микрозернистая, темная, по краям включений видна светлая кайма стекла.

В ходе экспериментов в микротермокамере было установлено, что содержимое включений становится гомогенным в интервале 1175—1215 °С. После закалки во включениях наблюдается прозрачное светлое гомогенное стекло и газовый пузырек (см. рис. 7, Д, Е). Расчеты ликвидусных температур по программе PETROLOG [Danyushevsky, 2001] на основе данных по составам включений показали, что большинство значений расчетных температур выше температур гомогенизации, что может свидетельствовать о повышенном содержании воды в расплаве, соответствующем примерно 1 мас.%, хотя данные ионного зонда говорят в целом о невысоких значениях H_2O (0.02—0.06 мас.%) в стеклах расплавных включений.

По сумме щелочей (от 4 до 8 мас.%) включения совпадают с данными по изученным базальтовым породам участка Текелик и принадлежат к субщелочным и щелочным сериям. На диаграммах Харкера точки составов включений располагаются в большинстве случаев внутри полей мел-палеогеновых базальтоидов Тянь-Шаня (см. рис. 8). Основная группа включений содержит 1.8—3 мас.% TiO_2 и в этом соответствует базальтам, в минералах из которых исследовались включения. В то же время есть включения и с более высоким титаном (до 3.44 мас.%). При таких значениях TiO_2 практически все включения попадают в поля ОИВ. Включения более натровые по сравнению с базальтами ($K/Na = 0.26$ —0.6). По петрохимическим характеристикам (в том числе по SiO_2 — 45—50 мас.% и по Al_2O_3 — в основном 15—20 мас.%), расплавные включения совпадают с базальтами, что свидетельствует с одной стороны о кристаллизации плагиоклаза при невысоких давлениях, а с другой — о достоверности полученных данных. На диаграмме Al_2O_3 — FeO/MgO (см. рис. 9) включения наиболее близки к тренду остаточных расплавов.

Анализ расплавных включений с помощью ионного зонда позволил определить содержание редких, редкоземельных элементов и воды в мел-палеогеновых магмах участка Текелик. По соотношению редких индикаторных элементов (Zr, Y, Nb) расплавные включения указывают явно на плюмовый источник рассматриваемых магматических систем, располагаясь в поле ОИВ (см. рис. 4). Включения содержат меньше легких редкоземельных элементов, чем включения в оливинах Учкудука. В целом по характеру распределения редкоземельных элементов расплавные включения в плагиоклазах базальтов участка Текелик совпадают с данными по породам переходной между толеитами и щелочными серии Гавайских островов (см. рис. 10), что является прямым доказательством формирования пород этого участка в результате развития мантийного плюма.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В результате экспедиционных исследований выяснены характерные особенности геологического строения участков развития мезокайнозойских базальтовых комплексов Тянь-Шаня, образующих как

эффузивные (преимущественно потоки), так и интрузивные (штоки, дайки, силлы) тела, и впервые собраны коллекции образцов, представляющие практически всю обширную территорию (более 285 тыс. км²) проявления базальтового магматизма этого возраста в Центральной Азии.

С помощью ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования уточнен возраст мезокайнозойского базальтового магматизма, действовавшего в изученном регионе Центральной Азии, по нашим данным, достаточно короткий период времени с 61 по 76 млн лет (поздний мел—палеоген), возможно, с отдельными более поздними событиями (53 млн лет [Sobel, Arnaud, 2000]). Необходимо отметить, что для базальтоидов участка Алаколь пока не удалось получить ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки, поэтому, исходя из геологической ситуации, не исключен более древний (возможно юрский) возраст этих пород.

Данные по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов свидетельствуют о формировании большинства рассмотренных базальтовых серий Тянь-Шаня в ходе развития внутриплитных магматических систем, имеющих глубинные мантийные плюмовые источники. В отдельных случаях устанавливаются явные признаки вовлечения в плавление корового материала.

Составы расплавных включений и особенности распределения в них редких и редкоземельных элементов подтверждают плюмовый характер расплавов и показывают эволюцию мел-палеогеновых магматических систем Тянь-Шаня с увеличением роли калия, алюминия и железа.

С помощью расплавных включений установлена прямая зависимость температур кристаллизации расплавов, формировавших мезокайнозойские базальтовые комплексы Тянь-Шаня от их магнезиальности: пикробазальты участка Учкудук — 1220—1250 °С, базальты участка Текелик — 1175—1215 °С, андезибазальты участка Алаколь — 1145—1170 °С.

Некоторые отличия геохимических характеристик и данных по расплавным включениям для базальтоидов участка Алаколь от других рассмотренных комплексов, вероятно, связаны с тем, что в этом случае действовали более древние (возможно юрские) магматические системы.

Полученные результаты хорошо согласуются с выводами предыдущих исследователей о том, что вулканы Тянь-Шаня близки к щелочным базальтам мантийных плюмов, типичным для областей континентальных рифтов [Грачев, 1999; Sobel, Arnaud, 2000], а также дополняют исследования внутриплитного магматизма Центральной Азии, активно ведущиеся в самое последнее время в Сибири, в Монголии и в Китае [Геншафт и др., 2006; Литасов и др., 2006; Цзян Чанъи и др., 2006; Головин, Шарыгин, 2007].

В целом проведенные исследования свидетельствуют о том, что большинство рассмотренных базальтовых комплексов Тянь-Шаня формировались практически синхронно с траппами Декана и Северо-Атлантической провинцией [Добрецов, 2005; Добрецов и др., 2005] и, вполне вероятно, в результате действия суперплюмов, играющих определяющую роль в ходе развития крупнейших магматических систем [Добрецов, 1997; Альмухамедов и др., 1999; Симонов и др., 2005].

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта № 6.16 и РФФИ (грант 07-05-91211-ЯФ_а).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Верзилин Н.И. Меловой базальт Ферганы и его палеогеографическое значение // Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 409—412.

Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. Геохимические особенности кайнозойских базальтов Монголии: проблема природы мантийных источников // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 377—389.

Геологическая карта Казахской ССР. М-б 1:500 000. Серия Южно-Казахстанская. Объяснительная записка / Под ред. С.Е. Чакабаева, В.Ф. Беспалова, И.И. Никитченко. Алма-Ата, 1981, 248 с.

Геологическое строение Казахстана / Ред. Г.Р. Бекжанов. Алматы, Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000, 396 с.

Головин А.В., Шарыгин В.В. Петрогенетическая информативность флюидных и расплавных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (10), с. 1043—1060.

Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика земли, 1999, № 10, с. 26—51.

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М., Наука, 1982, 140 с.

Добрецов Н.Л. Пермско-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 4, с. 497—500.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Добрецов Г.Л., Загрузина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня // Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 648—651.

Добрецов Г.Л., Кепежинская В.В., Кнауф В.В., Усова Л.В. Ультраосновные включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии // Геология и геофизика, 1979 (3), с. 65—77.

Добрецов Н.Л., Элдхольм О., Симонов В.А. Предисловие // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 867—869.

Додонова Т.А. Вулканогенные формации и вулканогенно-плутонические ассоциации позднеорогенных и платформенных стадий развития // Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. М., Недра, 1972, кн. 2, с. 44—54.

Ефремов И.А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 3, с. 40—57.

Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Иванов А.В., Рассказов С.В., Юримото Х., Демонтерова Е.И., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г. Удоканское вулканическое поле: строение верхней мантии по данным изучения перидотитовых ксенолитов в позднекайнозойских базальтоидах // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 132—152.

Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы. М., Наука, 1985, 487 с.

Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (7), с. 961—970.

Миколайчук А.В., Симонов В.А., Травин А.В., Собел Е.Р. Особенности мезокайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. Вып. 1: Сборник материалов Третьего международного симпозиума. Бишкек, 30 октября — 6 ноября 2005 г.; Бишкек, 2006, с. 50—57.

Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР, 1990, т. 314, № 6, с. 1484—1487.

Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1993, 247 с.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Магматические и гидротермальные процессы в различных геодинамических ситуациях Южной Атлантики (тройное сочленение Буве) // Тектонические и геодинамические феномены. М., Наука, 1997, с. 129—147.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 908—923.

Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология, 1996, т. 4, № 3, с. 228—239.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика, 1984 (12), с. 97—110.

Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о. Реюньон (Индийский океан) // Петрология, 1994, т. 2, № 2, с. 131—168.

Фортуна А.Б., Керимбеков Ч.К., Кузиков С.И., Миколайчук А.В. Литостратиграфия и палинологические данные кайнозойских отложений Тессык-Сарыбулакской впадины // Геология кайнозоя и сейсмоструктурология Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 1994, с. 26—40.

Чедия О.К., Язовский В.М., Фортуна А.Б. К стратиграфии палеоген-неогеновых отложений северо-западной части Киргизского хребта // Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, Илим, 1973, с. 53—64.

Чаньи Цзян, Ючжу Ли, Пэнбо Чжан, Шуфен Е. Петрогенезис пермских базальтов западной окраины Таримской впадины (Китай) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (2), с. 232—241.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H₂O on crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res., 2001, v. 110, № 3—4, p. 265—280.

Dupuy C., Liotaed J.M., Dostal J. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source // Geochim. Cosmochim. Acta, 1992, v. 56, p. 2417—2423.

Mikolaichuk A.V., Simonov V.A. Cretaceous-Paleogene basalts of the Tian Shan // Large Igneous Province of the Month. March 2006. <http://www.largeigneousprovinces.org/LOM.html>.

Mikolaichuk A.V., Simonov V.A., Rasskazov S.V., Litasov Yu.D., Yasygina T.A. Mesozoic-Cenozoic plume magmatism of the Tian Shan // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk, Publishing House of SB RAS, 2007, p. 42—45.

Sobel E.R., Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kyrgyz Tian Shan: the trace of a small plume // Lithos, 2000, v. 50, p. 191—215.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // J. Petrol., 1994, v. 35, p. 1183—1211.

*Поступила в редакцию
26 декабря 2007 г.*