

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.462:553.43

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ
СОБЫТИЙ В СОРСКОМ Cu-Мо-ПОРФИРОВОМ РУДНОМ УЗЛЕ
(Кузнецкий Алатау)

В. И. Сотников, В. А. Пономарчук, Д. О. Шевченко, А. П. Берзина, А. Н. Берзина

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование (23 определения) магматических и рудно-метасоматических процессов в медно-молибденовом Сорском рудном районе. Установлено, что формированию крупномасштабного Сорского Cu-Мо-порфирического месторождения, связанного с развитием рудоносного порфирического комплекса, предшествовала длительная история развития многоимпульсного гранитоидного магматизма, отдельные импульсы которого сопровождалась проявлением Cu-Мо-скарнового оруденения и калишпатовых метасоматитов с рассеянным халькопиритом и молибденитом. Общий возрастной диапазон эндогенных событий в районе составляет 481—356 млн лет. Выявлено полиритмичное развитие рудоносного порфирического комплекса и связанных с ним рудно-метасоматических процессов. Основное промышленное Cu-Мо-порфирическое оруденение Сорского месторождения связано с первым порфирическим ритмом (389—388 млн лет). Проявлению рудоносных порфирических и рудно-метасоматических образований предшествовало внедрение предрудных даек (405—402 млн лет). Развитие многоимпульсного магматизма и сопровождающей его разновозрастной рудной минерализации однотипного геохимического профиля (Cu, Mo), с учетом низких значений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и петрогеохимической близости магматитов, связывается с общей глубинной областью магнеобразования.

Cu-Мо-порфирическое оруденение, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование, гранитоидный магматизм, Кузнецкий Алатау.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ GEOCHRONOLOGY OF MAGMATIC AND METASOMATIC EVENTS
IN THE SORA PORPHYRY Cu-Mo ORE CLUSTER
(Kuznetsk Alatau)

V. I. Sotnikov, V. A. Ponomarchuk, D. O. Shevchenko, A. P. Berzina, and A. N. Berzina

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (23 determinations) has been carried out for magmatic and ore-metasomatic processes in the Sora copper-molybdenum ore region. Formation of the large Sora porphyry Cu-Mo deposit related to the evolution of an ore-bearing porphyry complex was preceded by long formation of multipulse granitoid magmatism, separate pulses of which were accompanied by the occurrence of Cu-Mo-skarn mineralization and K-feldspathic metasomatites with dispersed chalcopyrite and molybdenite. The total age range of endogenic events in the regions is 481–356 Ma. The evolution of the ore-bearing porphyry complex and related ore-metasomatic processes proceeded in several stages. The major industrial porphyry Cu-Mo mineralization of the Sora deposit is related to the first porphyry stage (389–388 Ma BP). The occurrence of ore-bearing porphyries and ore-metasomatic formations was preceded by intrusion of pre-ore dikes (405–402 Ma BP). The same geochemical profile (Cu, Mo) of ore mineralizations formed at different stages of multipulse magmatism and the similar petrogeochemical compositions and low $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ values of magmatites evidence their genesis in the same zone of magma formation.

Porphyry Cu-Mo mineralization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, granitoid magmatism, Kuznetsk Alatau

ВВЕДЕНИЕ

Выполненные в последние годы геохронологические исследования рудных узлов, связанных с гранитоидным магматизмом, выявили сложную и длительную историю их развития с неоднократным проявлением разновозрастных эндогенных событий [1—7 и др.]. Формированию рудной минерализации, представленной разномасштабными месторождениями, обычно предшествуют многократные магматические процессы, часто также сопровождающиеся рудно-метасоматическими образованиями меньших масштабов и (или) уровней концентрации рудного вещества. В целом период предрудной подготовки суммарно может охватывать значительный временной интервал, а имевшие в нем место эндогенные процессы могли приводить к существенным изменениям предшествующей геологической ситуации при магнеобразовании, флюидогенерации и термофлюидном преобразовании ранее консолидированных магматитов и рудно-метасоматических производных. С позиции длительной истории формирования охарактеризован ряд крупных месторождений золота, урана и редких металлов. В связи с этим возникает вопрос — в какой мере для других месторождений

характерен этот фактор времени (фактор длительного формирования)? В таком контексте представляют интерес Cu-Mo-порфировые месторождения, для которых, как отмечено в работах [1, 8—19], имеется своя предыстория мантийно-коровой эволюции магматитов и взаимодействия связанных с ними флюидов с вмещающими породами по пути их следования. В настоящей работе на основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных рассмотрена геохронологическая последовательность эндогенных процессов в районе крупного Cu-Mo-порфирового месторождения Сора (Кузнецкий Алатау), локализованного в пределах Уйбатского гранитоидного плутона и связанного пространственно и во времени с развитием рудоносного порфирового магматизма [20, 21]. В такого рода исследованиях решающее значение имеет не только применяемый прецизионный изотопный аргон-аргоновый метод, но и детальность полевых геологических работ, скрупулезность минералогических наблюдений, полнота петрохимических и геохимических данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

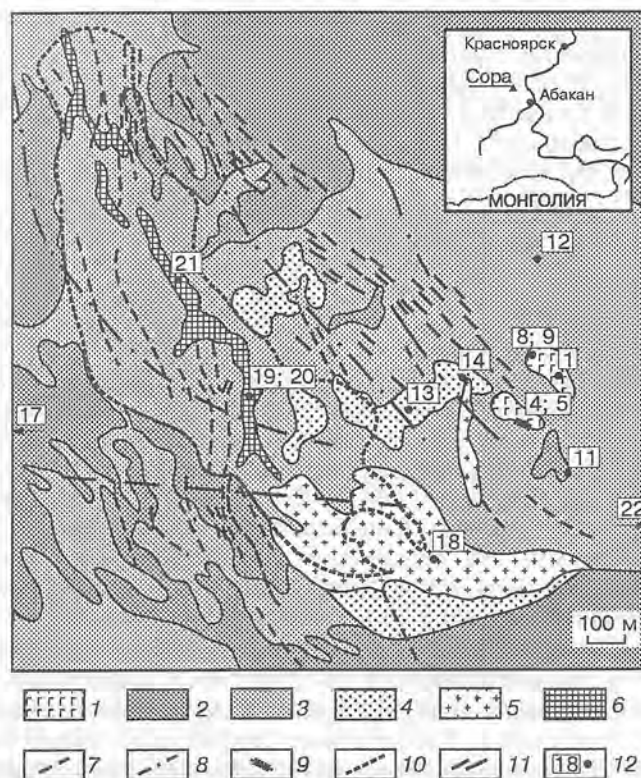
Сорское медно-молибденовое месторождение [22—25], открытое в 1937 г. и разрабатываемое с 1952 г., расположено в северо-восточной части Уйбатского плутона. Приурочено оно к участку пересечения субширотной тектонической зоны и мощной зоны северо-западной ориентировки. Последняя контролирует брекчиевые руды, большинство кварц-молибденитовых жил, дайки порфиров-II рудоносного комплекса и многочисленные пострудные девонские дайки (рис. 1). Штокообразные тела порфиров-I имеют преимущественно субширотную ориентировку, хотя отдельные их апофизы и самостоятельные дайки локализуются в тектонических зонах субмеридионального (в том числе и северо-западного) простирания. По периферии брекчиевых руд и в зонах, прилегающих к области проявления кварц-молибденитовых жил, развито прожилково-вкрапленное оруденение.

Рудная минерализация, пространственно приуроченная к участку развития штоко- и дайкообразных тел порфировых пород, проявилась в несколько этапов. Наиболее ранними являются крупные метасоматические кварц-биотит-калишпатовые тела и зоны интенсивной калишпатизации с рассеянной вкрапленностью халькопирита и молибденита. Эти образования связываются с развитием лейкогранитового магматизма [21]. Основное оруденение, представленное брекчиевыми, прожилково-вкрапленными и жильными рудами, проявилось после внедрения субщелочных порфиров-I. Рудная минерализация сопровождается интенсивной калишпатизацией и альбитизацией и относительно более слабым проявлением серицитизации и окварцевания. Основную ценность представляют прожилково-вкрапленные и брекчиевые руды.

Брекчиевые руды (в настоящее время в основном отработанные) представлены остроугольными обломками вмещающих пород (обычно интенсивно калишпатизированных и альбитизированных), сцементированными кварц-флюоритовыми агрегатами с молибденитом двух генераций (крупно- и тонкочешуйчатый), пиритом и халькопиритом. Содержание Mo в отдельных участках брекчиевых руд достигает 0,5—1%. В прожилково-вкрапленных рудах содержание Mo обычно находится на уровне 0,04—0,07%, Cu — около 0,2—0,3%. Насыщенность рудных участков прожилками в центральных частях месторождения составляет 1,5—6% от общего объема пород. Прожилки мощностью от 1—5 до 20 см имеют преимущественно северо-западную ориентировку. Вкрапленность MoS_2 от мелких чешуек (<1 мм) до крупных сферолитов (5—8 мм) тяготеет к калишпатовым и особенно альбитовым метасоматитам. Жилы мощностью более 0,5 м несут редкую вкраплен-

Рис. 1. Схема геологического строения Сорского месторождения.

1 — габброиды (останцы); 2 — сиенитоиды (мартайгинский комплекс); 3 — лейкограниты (тигертышский комплекс); 4 — калишпатовые метасоматиты; 5 — субщелочные порфиры-I; 6 — субщелочные порфиры-II; 7 — пострудные дайки; 8 — разломы; 9 — „амфиболовая“ брекчия; 10 — контур брекчиевых руд; 11 — кварц-молибденитовые жилы; 12 — место отбора пробы и ее номер (см. табл. 1).



ность MoS_2 . Завершался рудный процесс проявлением кварц-флюорит-галенит-сфалеритовой ассоциации, часто тяготеющей к зонам серицитизированных пород. После внедрения субщелочных порфиров-II проявились маломощные (до 1—2 см) кварц-флюорит-пиритовые (иногда с галенитом) и редко кварц-молибденитовые прожилки. Эта рудная минерализация также сопровождалась калишпатизацией и альбитизацией, но значительно меньшей интенсивности и масштабов.

Максимальные концентрации меди характерны для центральных частей месторождения [24—26], к флангам они падают при относительно постоянном количестве Mo . С глубиной отношение Cu/Mo обычно уменьшается, но в корневых частях месторождения оно снова возрастает за счет более резкого снижения концентрации Mo . Глубина распространения оруденения в центральной части месторождения около 1 тыс. м, а на флангах 300—500 м. С глубиной площадь контура оруденения сокращается и рудный штокверк распадается на отдельные зоны.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЙБАТСКОГО ПЛУТОНА

Уйбатский гранитоидный плутон около 1500 км² локализован над глубинной частью сейсмофокальной зоны Кузнецко—Алтайско—Северо-Саянской палеоостроводужной системы [27] преимущественно среди карбонатных толщ, низы которых относятся к позднекембрийскому фундаменту, а верхняя часть отвечает шельфу континентальной окраины. Плутон представляет собой сложное полиформационное и полихронное образование, сформировавшееся в центре длительной эндогенной активности глубинного заложения.

В Уйбатском плутоне выделяют до трех породных ассоциаций [28—30] или комплексов [25, 31—33]. Возрастное положение этих групп пород и их генетические соотношения часто трактуются различно: от петрогенетически самостоятельных разновозрастных образований до генетически и формационно взаимосвязанных.

Наиболее ранними магматическими образованиями в плутоне являются габброиды и диориты, встречающиеся в виде останцов до 4—5 км² среди гранитоидов. Останцы сложены преимущественно авгит-амфиболовыми, амфиболовыми и авгитовыми габбро и диоритами. Встречаются также биотит-пироксеновые и оливин-биотит-пироксеновые диориты и габбро-диориты. Породы останцов, как правило, сильно актинолитизированы, в них проявляется биотит, калишпат, кварц. В мелких останцах породы часто преобразуются в сиенодиориты и двуполевошпатовые сиениты. Ю. А. Кузнецов и др. [28, с. 53] предполагают, что „сиенитовые породы Уйбатского плутона, если не целиком, то в значительной части образованы на месте за счет древних габброидных пород“. Многие исследователи [28, 29, 34] эти габброиды относят к кембрийскому когтахскому комплексу, некоторые [25, 33] в формационном плане габбровую ассоциацию не отрывают от последующих гранитоидов.

Среди гранитоидов, составляющих основную часть плутона, отчетливо выделяются две породные ассоциации. Ранняя ассоциация представлена главным образом сиенит-диоритами и двуполевошпатовыми сиенитами, в меньшей мере — гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми и безкварцевыми диоритами, монзонитами. Ряд исследователей эту породную ассоциацию выделяют в качестве мартайгинского комплекса, возраст которого по геологическим данным определяется как средний—поздний кембрий [25, 33].

Поздняя ассоциация (несколько меньшая по объему) включает в себя породы, варьирующие по составу от щелочных гранитов до плагиогранитов, а по структуре от аплитов до крупнозернистых и порфиroidных гранитов. Граниты образуют многочисленные дайки мощностью от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров и штоки размером в поперечнике от десятков метров до нескольких километров. Иногда эти магматические образования относят к тигертышскому комплексу, возраст которого обычно оценивается на уровне позднего кембрия—раннего ордовика [25, 32, 33]. Тигертышские гранитоиды рвут фаунистически охарактеризованные отложения среднего кембрия и перекрываются раннедевонскими отложениями быскарской серии. Мелкозернистые граниты, проявленные в виде громадного количества даек и ветвящихся тел сложных очертаний, зачастую сплошь пронизывающих сиенитоиды плутона, Д. И. Мусатов [32] выделял в качестве силурийского сорского комплекса, Ю. А. Кузнецов и др. [28], отмечая более позднее внедрение лейкократовых гранитов, считали нецелесообразным выделение их в особый магматический комплекс и рассматривали эти образования как вторую фазу формирования Уйбатского плутона, относя все слагающие его гранитоиды к улень-туимскому комплексу. Возраст последнего определялся как кембрий—ордовик.

Более поздними, по сравнению с лейкократовыми гранитами, являются дайки микродиоритов, диоритовых порфиритов, спессартитов и своеобразные субщелочные порфиры, образующие штоки и дайкообразные тела, с которыми связано проявление медно-молибденового оруденения на Сорском месторождении. Субщелочные порфиры пересекают указанные дайки, которые Ю. А. Кузнецов и др. [28] рассматривают в качестве жильной фации, завершающей становление собственно сиенитовой части Уйбатского плутона („дайки второго этапа“). Далее в статье такие дайки выделяются нами

как предрудные. Ряд исследователей высказали предположение о девонском возрасте субщелочных порфиров [22, 28, 35]. В. Л. Хомичев [25, с. 54] считает, что субщелочные порфиры "...являются наиболее поздними производными лейкократовых гранитов и зарождаются в них на относительно высоких уровнях, свидетельствующих о глубокой дифференциации фронтальных зон расплава".

Характерной особенностью пород Уйбатского плутона является их повышенная щелочность и широкое развитие калиевого метасоматоза с массовым образованием калишпата [21, 28, 29, 36]. Проявления этого метасоматоза связываются со всеми гранитоидными ассоциациями и часто приводят к существенным преобразованиям пород (до формирования калишпатовых и кварц-калишпатовых метасоматитов).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Имеющиеся К-Аг датировки гранитоидов Уйбатского плутона, как и соответствующих им породных ассоциаций в Кузнецком Алатау, дают широкий разброс значений: от 325 до 500 млн лет [18, 32, 37—41]. Для лейкократовых гранитов (тигертышский комплекс) и субщелочных порфиров имеются также определения на уровне 221—397 млн лет. В. Л. Хомичев [38, 39] среди этого набора цифр, с учетом имеющихся геологических данных по возрасту магматических комплексов, наиболее достоверными считает определения в интервале 480—500 млн лет для когтахского и 440—460 млн лет для тигертышского комплексов. Л. В. Алабин с соавторами [42] для гранитоидных плутонов пестрого состава, к которым относится и Уйбатский плутон, по К-Аг определениям роговых обманок и биотитов приводят возрастную интервал 486—462 млн лет. При этом указывается на наличие датировок по полевым шпатам — 412—394 млн лет, которые объясняются воздействием последующих термальных процессов, связанных с активизацией глубинных разломов.

Суммируя многочисленные К-Аг определения, В. М. Кляровский [40] для палеозойских интрузивных образований Кузнецкого Алатау выделяет шесть четко выраженных максимумов возрастов: 500, 460, 390, 340, 270 и 220 млн лет, периодически повторяющихся через 50 и 70 млн лет. Подавляющее большинство гранитоидных интрузий имеют возраст около 500 млн лет. Для гранитоидов Уйбатского плутона, в том числе и в районе Сорского месторождения, автором приводятся датировки в интервале 523—221 млн лет. Наиболее молодые датировки получены по мелкозернистым гранитам месторождения. В то же время возраст осветленных сиенитов из зоны минерализации составляет 409 млн лет.

При геохронологических исследованиях пород, слагающих Уйбатский плутон, наибольший разброс К-Аг датировок был установлен [18, 41] для останцов габброидов, что объясняется многократным воздействием на них последующих флюидно-магматических процессов при формировании разновозрастных гранитоидов. К-Аг датировки минералов из останцов габброидов располагаются в диапазоне всех возрастов гранитоидов плутона. Поскольку развитие этих гранитоидов могло быть событием, приведшим к омоложению К-Аг изотопных систем, возраст габброидов оценивался не моложе 475 ± 10 млн лет [18].

Для гранитоидов разброс значений К-Аг датировок, как правило, меньше. Для пород ранней гранитоидной ассоциации (сиенит-диориты, граносиениты, гранодиориты) К-Аг датировки по биотиту и амфиболу в основном находятся в диапазоне 496—467 млн лет (отдельные пробы показали омоложенный возраст до 440—420 и даже 400—380 млн лет). Rb-Sr изохронный возраст по этим же минералам равен 481 ± 4 млн лет [18]. Для другой пробы сиенит-диоритов был получен Rb-Sr возраст 475 ± 8 млн лет [41]. Для гранитоидов первой фазы Улень-Туимского массива, близкого аналога Уйбатского, приводятся К-Аг и Rb-Sr датировки в интервале 498—480 млн лет [43].

Среди ранних магматитов в районе Сорского месторождения довольно отчетливо выделилась группа пород (монцониты), по биотиту из которых устойчиво определяется К-Аг возраст в пределах 460—450 млн лет. Аналогичные значения возраста были получены по амфиболизированному пироксену (460 ± 12 млн лет) и биотиту (451 ± 12 млн лет) из удаленного от месторождения небольшого тела монцонитов, имеющего интрузивные контакты с ранними гранитоидами [18]. Rb-Sr изохрона со значением возраста $451,6 \pm 9,7$ млн лет была получена [44] по ряду минералов из карьера Сорского месторождения.

К-Аг датировки лейкократовых гранитов, полученные по мономинеральным пробам (в основном биотит и амфибол), находятся преимущественно в интервале 448—415 млн лет. Отдельные пробы отклоняются до 458 и 362 млн лет. Rb-Sr датированием этих лейкогранитов (8 проб) выявлена близкая к изохронной линейная зависимость с $T = 426 \pm 7$ млн лет; СКВО = 1,3 [18]. По К-Аг датировкам биотита из кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов, связанных с развитием лейкогранитов, возраст оценивается на уровне 442—422 млн лет [18].

К-Аг возраст биотитов и амфиболов из предрудных даек находится в основном в интервале 404—387 млн лет [18]. Единичные датировки по амфиболам показали 373 и 370, а также 440, 448

и 467 млн лет. Следует отметить, что в последних трех случаях в дайках иногда встречаются ксенолиты вмещающих габбро и гранитоидов, и завышенный возраст для них объясняется именно этим. По новообразованному биотиту среди гранитоидов в экзоконтакте одной из даек был определен К-Аг возраст 402 ± 11 млн лет.

Субщелочные порфиры, развитые на площади месторождения, из-за значительного гидротермального преобразования оказались малопригодными для К-Аг и Rb-Sr датирования. По трем образцам порфиров-II Rb-Sr методом было получено $T = 388 \pm 59$ млн лет [18].

Как видно из приведенного краткого обзора имеющихся К-Аг и Rb-Sr определений возраста пород, развитых в Уйбатском плутоне, для отдельных породных ассоциаций отмечается значительный разброс датировок с появлением значений, не согласующихся с геологическими данными. В ряде случаев интервалы разброса датировок по явно геологически разновозрастным ассоциациям заметно перекрываются. Для пород, развитых непосредственно на площади месторождения (особенно порфиров рудоносного комплекса), вследствие влияния на них термофлюидных процессов указанные методы изотопного датирования не дали положительных результатов. Все это послужило основанием для перехода на $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование, позволяющее дифференцировать эндогенные геологические события с фиксацией относительно узких возрастных интервалов проявления магматических и рудно-метасоматических процессов.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ДАТИРОВКИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В качестве основного фактора, обеспечивающего прецизионность $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода, обычно указывается определение калия и аргона из одной навески. Важным преимуществом этого метода является также возможность контроля по виду аргон-аргоновых спектров минералогической (Са/К и Cl/К спектры) и изотопной гомогенности образца. В конечном счете контроль обеспечивает более высокий уровень интерпретации геохронологических данных. Это обстоятельство предъявляет высокие требования к чистоте и однородности предназначенных для изотопного анализа минералов.

Выделенные из раздробленной породы под бинокляром минералы промывались 1N HNO₃ с целью удаления возможного карбонатного загрязнения. После двукратной промывки бидистиллированной водой в ультразвуковой ванне и сушки при 50 °С минералы упаковывались в алюминиевую фольгу, затем в кварцевые ампулы. Каждый образец обкладывался аликвотой стандарта МСА-11 (мусковит с возрастом 313,8 млн лет), который одновременно использовался в качестве монитора нейтронного потока. После вакуумирования и отпайки ампулы устанавливались в алюминиевый контейнер и облучались в течение 48 ч в кадмированном канале ядерного реактора Томского политехнического университета (г. Томск). Интегральная доза нейтронов составляла $5,5 \cdot 10^{18}$ нейтрон/см².

После облучения образцы выдерживались в течение 1—2 месяцев для снижения активности изотопов ^{24}Na , ^{42}K , ^{76}As , ^{82}Br , ^{140}La , ^{153}Sm , ^{86}Rb и др. В дальнейшем они в установке экстракции подвергались ступенчатому прогреву в вакуумированном молибденовом реакторе. Каждая последующая порция газа, выделенная в течение 20 мин, очищалась двумя Ti-Zr-геттерами. Измерение интенсивности изотопов аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201В с разрешением 1000. Перед каждым измерением фракции газа образца и стандарта определялся изотопный состав воздушного аргона для введения поправки на фракционирование масс-спектрометра.

Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом [45], с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций. В результате облучения солей K₂SO₄ и CaF₂ были получены следующие коррекционные коэффициенты:

$$(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 1,0156 \cdot 10^{-3} \pm 1,7 \cdot 10^{-5};$$

$$(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 3,91 \cdot 10^{-4} \pm 7,9 \cdot 10^{-6};$$

$$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0,0015814 \cdot 10^{-3} \pm 0,0015 \cdot 10^{-3}.$$

Необходимые для вычисления возраста J -значение и ее погрешность определялись путем измерения СО МСА-11 из различных позиций с дальнейшей аппроксимацией этих данных.

Изохронные построения в координатах $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ — $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ производились полиномиальным методом наименьших квадратов. Интегральные аналитические данные представлены в табл. 1. Погрешности датировок приведены в интервале $\pm 1\sigma$; К/Са отношения вычислялись, исходя из константы $(\text{K}/\text{Ca})/(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) = 1,785$. Идентификация плато проводилась с использованием критериев, описанных в [46]. Остальные подробности методики приведены в [47].

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматитов, отобранных в северной части Уйбатского плутона в пределах Сорского месторождения и на прилегающих площадях (см. рис. 1, 2; табл. 1, 2), выявило сложную длительную историю развития магматизма с многократным проявлением разновозрастных магматических процессов. Становлению рудоносного порфирового комплекса, практически завершав-

Таблица 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования магматических и метасоматических образований Сорского рудного района

Номер		Минерал	Возраст по сумме всех ступеней (аналог К/Аг возраста), млн лет	Плато			Изохрона			
п/п	образца			Возраст, млн лет	Ступени	Количество выделенного газа (^{39}Ar , %)	Возраст, млн лет	Ступени	$(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_0$	СКВО
1	86б	Амфибол	439,0 ± 3,3	481,3 ± 2,3	3—6	53,6	473,6 ± 4,1 437,2 ± 7,3	3—6 7—10	314 ± 12 258 ± 24	1,23 0,14
2	87	»	473,2 ± 6,0	479,1 ± 3,5	6—8	86,7	476,5 ± 6	3—8	305 ± 1	3,08
3	87в	»	468,8 ± 3,5	472,8 ± 2,2	5—7	58,5	473,2 ± 3,6	2—8	283 ± 6	1,74
4	83/1	»	490,1 ± 2,3	480,0 ± 3,5	8—11	57,9*	479,0 ± 2,2	3—11	326 ± 4	3,47
5	83/2	»	476,8 ± 3,2	477,2 ± 1,3	6—10	58,2	478,9 ± 2,9	3—13	292 ± 4	2,66
6	74д	Биотит	465,0 ± 3,8	—	—	—	466,6 ± 3,8	2—26	277 ± 4	1,87
7	С-1	»	457,1 ± 3,5	462,2 ± 2,0	4—9	73,5	466,2 ± 3,1	4—10	303 ± 11	1,65
8	101б	Амфибол	475,1 ± 2,0	—	—	—	462,4 ± 2,1	5—8	335 ± 4	2,9
9	101б	Биотит	469,8 ± 1,7	—	—	—	462,1 ± 1,9	9—13	338 ± 9	1,07
10	74г	Плагиоклаз	453,6 ± 3,3	452,8 ± 2,4	6—8	69,8	451,1 ± 3,8	2—8	317 ± 12	2,47
11	560	Биотит	441,2 ± 3,3	442,3 ± 1,1	6—18	81,7	443,0 ± 3,4	6—17	288 ± 5	1,85
12	82	Плагиоклаз	417,5 ± 2,9	419,8 ± 4,7	9—13	61,0*	421,8 ± 3,5	6—10, 12—14	273 ± 9	1,09
13	54б/10	К-полевоы шпат	414,8 ± 3,3	412,8 ± 1,2 423,2 ± 2,4	3—11 12—17	71,8 21,3*	415,8 ± 0,9 —	4, 11, 12, 18—23 —	313 ± 6 —	0,57 —
14	54ба	К-полевоы шпат	372,3 ± 2,5	373,1 ± 3,9	5—12	83,0*	386,5 ± 2,9	5—12	205 ± 9	1,84
15	94	Амфибол	402,0 ± 4,0	—	—	—	—	—	—	—
16	94ж	Биотит	404,8 ± 2,0	—	—	—	—	—	—	—
17	104б	Плагиоклаз	375,1 ± 2,0	—	—	—	389 ± 3,9	9—15	249 ± 18	4,46
18	84	К-полевоы шпат	390,3 ± 2,3	388,0 ± 1,1	7—13	63,4	387,7 ± 3,0	7—13	296 ± 31	1,54
19	98г	»	397,6 ± 1,8	—	—	—	382,4 ± 2,8 415,6 ± 2,0	5—16 20—27	336 ± 8 155 ± 7	2,35 3,24
20	98г	Альбит	386,9 ± 1,8	—	—	—	391,1 ± 2,2 356,3 ± 9,9	16—19 2—10	338 ± 4 510 ± 43	3,29 8,99
21	98в	»	351,2 ± 1,6	355,9 ± 0,8	8—13	54,3	358,7 ± 1,7	2—14	284 ± 1	4,69
22	86	К-полевоы шпат	363,1 ± 3,5	359,3 ± 2,1	3—6	59,5	362,9 ± 1,4	1—10	295 ± 5	2,42
23	93г	Плагиоклаз	345,1 ± 1,7	—	—	—	365,3 ± 1,9	3—9	264 ± 1	9,8

Примечание. Горды: 1 — габброиды, 2 — кварцевые монзониты, 3 — граносиениты, 4, 5 — „амфиболовая“ брекчия, 6, 7 — граносиениты, 8, 9 — калишпат-амфиболовый метасоматит с биотитом, 10 — кварцевые монзониты, 11 — калишпатизированные гранитоиды, 12 — лейкограниты, 13 — калишпатовые метасоматиты, 14 — преобразованные калишпатовые метасоматиты, 15, 16 — сиенит-порфиры (предрудные дайки), 17 — кварцевые монзонит-порфиры (шток), 18 — субщелочные порфиры-I, 19—21 — субщелочные порфиры-II, 22 — порфиры-III, 23 — плагиоклазовые порфиры (пострудные дайки). Положение проб показано на рис. 1 и 2. Проба 7 (С-1) находится за пределами рис. 2 в южном экзоконтакте Уйбатского плутона.

* Датировка рассчитана как средневзвешенное значение частных возрастов указанных ступеней в связи с невыполнением условий для подсчета возраста плато [46].

шего развитие интрузивного магматизма в районе, предшествовало формированию ряда гранитоидных ассоциаций.

Наиболее древние $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены по кварцевым монзонитам (см. табл. 1, обр. 87) и граносиенитам (обр. 87в) из южной части района (рис. 3). Датировка 481,3 ± 2,3 млн лет получена по амфиболу (эдениту) из останца габброидов (обр. 86б) среди гранитоидов (рис. 4). Габброиды интенсивно биотитизированы с широким развитием вкрапленности титанита. Это накладывает определенные ограничения на интерпретацию $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки амфибола 86б — 481,3 ± 2,3 млн лет (55 % выделенного ^{39}Ar). Расчеты для этого фрагмента возрастного спектра в изохронных координатах ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) показали наличие избыточного аргона и несколько меньший возраст (473,6 ± 4,1 млн лет). Обратим внимание на высокотемпературный фрагмент возрастного спектра 86б, на котором имеется плато (30 % выделенного ^{39}Ar) со значением 430,8 ±

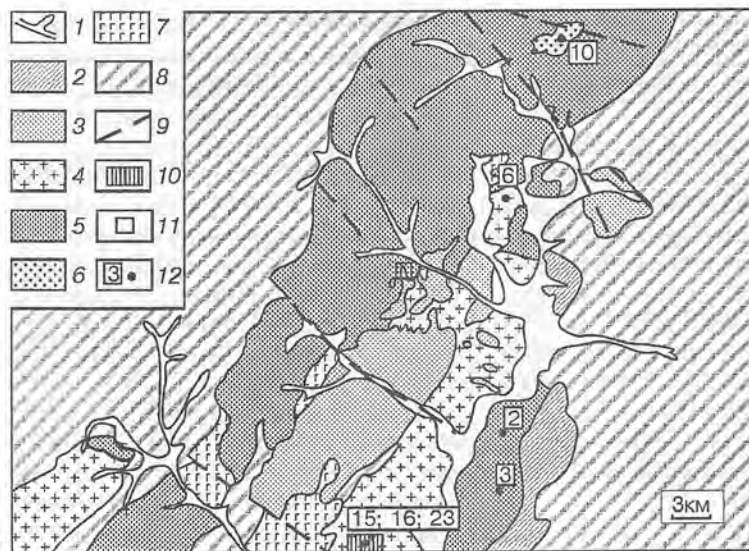


Рис. 2. Схема геологического строения северной части Уйбатского плутона (составлена на основе [25]).

1 — русла водотоков; 2 — субщелочные и щелочные сиениты, граносиениты, сиенодиориты (культайгинский комплекс?); 3 — лейкократовые граниты (тигертышский комплекс); 4—6 — мартайгинский комплекс: 4 — гранодиориты, трондемиты, граниты, граносиениты; 5 — сиенодиориты, диориты, кварцевые монзониты, граносиениты; 6 — кварцевые монзониты; 7 — останцы габброидов; 8 — венд-кембрийские известняки; 9 — разломы; 10 — площадь развития прудрудных даек; 11 — Сорское месторождение (см. рис. 1); 12 — место отбора пробы и ее номер (см. табл. 1).

к возрастному положению более молодых гранитоидов Уйбатского плутона — лейкогранитов. По сумме всех ступеней (аналог K-Ag возраста) рассчитанный возраст составляет $439 \pm 3,3$ млн лет.

Для амфибола 87в из граносиенита (см. рис. 3) получены совпадающие датировки по плато $472,8 \pm 2,2$ млн лет (58,5 % выделенного ^{39}Ar) и изохроне — $473,2 \pm 3,6$ млн лет. За исключением значения $430,8 \pm 3,1$ млн лет, приведенные выше датировки достаточно отчетливо группируются около 480 и 473 млн лет. Это проявляется более четко, если принять во внимание данные по амфиболом 83/1 и 83/2, отобранном из „амфиболовой“ брекчии в контактовой зоне останца габброидов.

Штокообразное тело этой брекчии пересекается жилками лейкогранитов и содержит сульфидную минерализацию. В цементе брекчии амфибол представлен несколькими разновидностями: ферропаргасит, эденит, магнезиальная и актинолитовая роговые обманки [48]. Для темно-бурого ферропаргасита (83/1) и изумрудно-зеленого амфибола 83/2 (смесь эденита и актинолитовой роговой обманки) получены датировки по плато соответственно $480,0 \pm 3,5$ и $477,2 \pm 1,3$ млн лет, (средневзвешенное — $477,5 \pm 2,0$; 2σ), а в изохронных координатах — $479,0 \pm 2,2$ и $478,9 \pm 2,9$ млн лет (средневзвешенное — $479,0 \pm 3,4$; 2σ). Отметим, что ранее [18] по амфиболом из этой породы был определен K-Ag возраст 415 ± 11 и 387 ± 11 млн лет, возможно, отражающий влияние лейкогранитов и рудно-метасоматических процессов. В то же время по биотиту из цемента брекчии K-Ag возраст составил 474 ± 4 млн лет.

Принимая во внимание кластеризацию датировок, полученных по двум амфиболом в интервале 478—480 млн лет как в изохронных координатах, так и по плато, приходим к выводу о их реальности. Этот интервал следует рассматривать как время закрытия изотопной системы минералов после ее возможного омоложения, и он, с учетом геологических данных, интерпретируется как нижний предел возраста габброидов. Несмотря на погрешность в 2—3 млн лет, от последней

Таблица 2. Химический состав интрузивных пород Сорского рудного района

Компонент	86б	87	87в	74д	74г	82	94	94ж	104б	84	98г	98в	86	93г
SiO ₂	49,74	58,16	65,10	69,36	57,86	71,56	65,64	68,92	58,35	73,09	71,14	72,00	65,48	50,25
TiO ₂	1,69	0,93	0,45	0,34	0,78	0,13	0,45	0,34	0,71	0,15	0,11	0,11	0,29	1,39
Al ₂ O ₃	17,75	17,10	18,03	15,33	18,11	15,43	16,08	15,52	16,85	14,26	15,26	15,18	15,33	19,46
Fe ₂ O ₃ общ.	9,94	6,39	3,82	3,07	6,61	1,83	3,99	3,19	6,11	1,84	1,74	1,56	3,17	9,05
MnO	0,15	0,12	0,06	0,05	0,13	0,03	0,10	0,10	0,10	0,03	0,00	0,00	0,08	0,13
MgO	4,68	2,90	0,77	0,63	2,80	0,10	1,22	0,79	1,91	0,26	0,18	0,18	0,66	3,18
CaO	7,74	4,41	2,90	1,92	5,20	0,65	2,84	2,26	3,23	1,17	0,82	0,66	2,76	8,24
Na ₂ O	3,76	4,43	5,57	4,18	4,59	5,47	4,95	4,70	6,45	4,55	5,72	5,96	3,50	4,15
K ₂ O	1,68	3,90	2,67	4,43	3,50	3,34	2,70	2,85	3,65	3,76	3,81	3,19	4,24	1,73
P ₂ O ₅	0,42	0,38	0,12	0,12	0,41	0,03	0,35	0,23	0,57	0,03	0,00	0,00	0,12	0,56
П.п.п.	2,68	1,56	0,74	0,70	0,18	1,34	1,18	0,74	1,42	0,78	0,96	1,12	4,46	1,48
Сумма	100,23	100,28	100,23	100,13	100,17	99,91	99,50	99,64	99,35	99,92	99,74	99,96	100,09	99,62

Примечание. Названия пород см. в табл. 1.

Возраст, млн лет
60
40
20
0
Ca/K
600
400
200
0
Рис. габбро
Данны

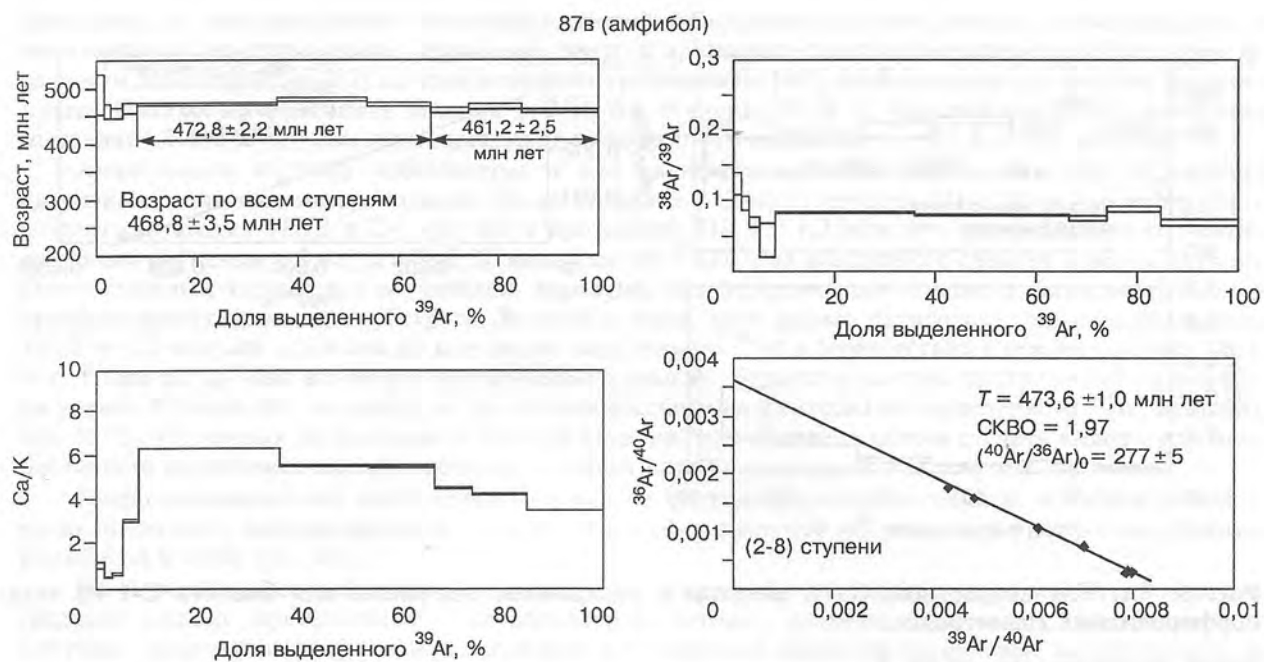


Рис. 3. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K спектры и изохронная диаграмма для амфибола 87в из граносиенита.

Каждая горизонтальная полоса на спектральных диаграммах отражает соответствующий температурный шаг. Аналитическая погрешность (1σ) представлена шириной полосы по вертикали. Экспериментальная температура растет слева направо. На возрастном спектре приводится возраст плато (и/или) т. н. аналог K/Ar возраста — возраст по сумме всех ступеней. Точки на диаграмме представляют соответствующие температурные шаги. В поле диаграммы приведены данные, полученные регрессионным анализом: возраст образца, средневзвешенное отклонение (СКВО), начальное воздушное отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и номера температурных ступеней, по которым производилось построение.

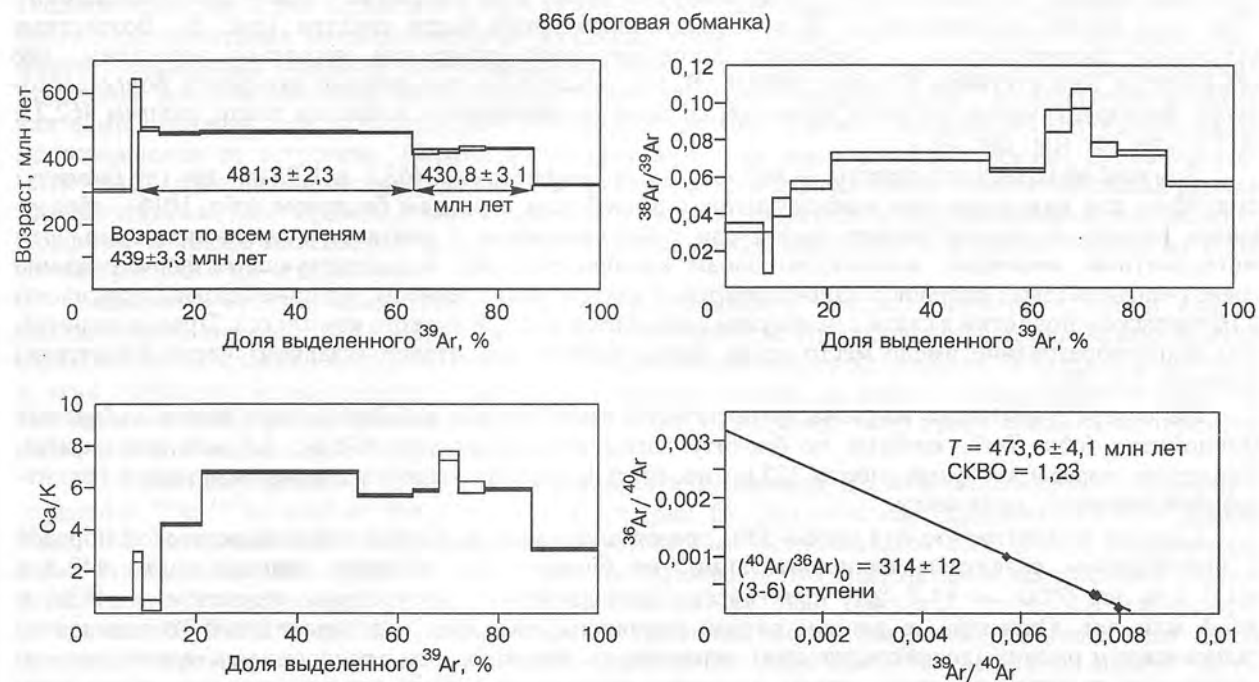


Рис. 4. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K спектры и изохронная диаграмма для амфибола 86б из останца габброидов.

Данные представлены как и на рис. 3.

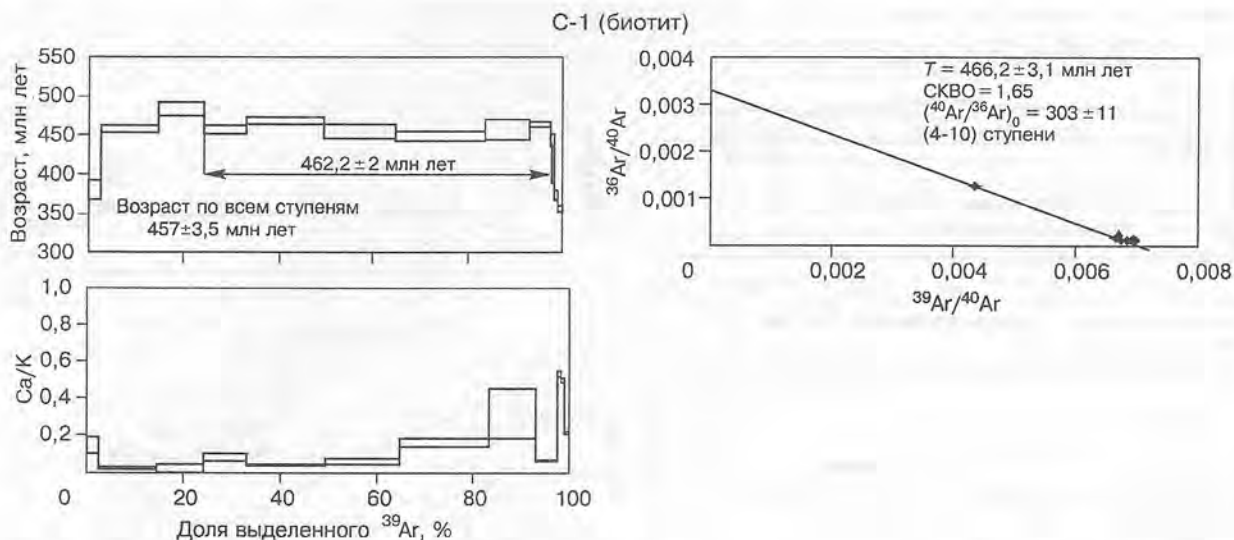


Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K спектры и изохронная диаграмма для биотита С-1 из тела порфиоровидных гранитоидов.

Данные представлены как и на рис. 3.

отличается датировка амфибола 87в, которая с учетом геологической ситуации, скорее всего, маркирует время внедрения гранитоидов, вмещающих останцы габброидов.

Вторую возрастную группу, отвечающую среднему ордовику, составляют датировки, полученные по биотитам биотит-амфиболовых граносиенитов самой северной оконечности Уйбатского плутона (обр. 74д) и небольшого штокообразного выхода в его южном экзоконтакте на участке Адырлык, где породы имеют порфиоровидное строение (обр. С-1): соответственно $466,6 \pm 3,8$ и $466,2 \pm 3,1$ млн лет, рассчитанные в инверсных изохронных координатах. В биотите С-1 под микроскопом отмечена примесь полевого шпата, что фиксируется также и на диаграмме Ca/K — доля выделенного ^{39}Ar (%) ростом отношения Ca/K в высокотемпературной части спектра (рис. 5). Возрастные ступеньки соответствующего фрагмента аргон-аргоновой диаграммы несколько понижены, что объясняется присутствием полевого шпата. Вышеприведенные изохронные датировки более достоверно фиксируют время закрытия изотопной системы по сравнению с возрастом плато, равным $462,2 \pm 2,0$ млн лет (см. рис. 5).

Близкие изохронные возрасты — $462,4 \pm 2,1$ (по амфиболу) и $462,1 \pm 1,9$ млн лет (по биотиту) получены для калишпатовых метасоматитов с амфиболом и редким биотитом (обр. 101б), образующим гнездо- и линзообразные тела среди габбро-диоритов в контакте с граносиенитами. Эти метасоматиты, очевидно, аналогичны зонам калишпатизации, предшествующим формированию гранат-магнетитовых скарнов с халькопиритом и иногда молибденитом, которые широко проявлены в Батеневском поднятии в связи с развитием магматитов мартайгинского комплекса. Предполагается, что скарнообразование имело место после формирования сиенитовой (главной) части Уйбатского плутона [25, 28].

На севере Уйбатского плутона граносиениты прорываются штокообразным телом кварцевых монзонитов (обр. 74г), которые по биотиту датируются возрастом $452,8 \pm 2,4$ млн лет (плато). Последние породы авторами работы [25] относились к карлыгановскому диорит(монзонит)-гранит-граносиенитовому комплексу.

Следует отметить, что для пробы 560, представленной мелкозернистой лейкократовой породой с интенсивным развитием калишпатизации, по биотиту был получен возраст плато $442,3 \pm 1,1$ млн лет (^{39}Ar — 81,7 %), практически совпадающий с изохронным возрастом — $443,0 \pm 3,4$ млн лет. Очевидно, в данном случае проявлена еще одна калишпатизация, связанная со становлением ранних (долейкократовых) гранитоидов. Многократное проявление калиевого метасоматоза при развитии разновозрастных породных ассоциаций Уйбатского плутона отмечалось многими исследователями [21, 23, 29 и др.].

Малые тела лейкократовых гранитов в рассматриваемом районе в большинстве случаев подвержены калишпатизации, степень проявления которой различна: от рассеянных выделений наложенного калишпата до его массового развития (когда порода воспринимается как аляскит) и формирования калишпатовых, кварц-калишпатовых и кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов.

Последние на месторождении часто образуют самостоятельные крупные линзо-, штокообразные и неправильные по форме тела. Возрастные ступени аргонового спектра биотита из наиболее свежей разности лейкогранитов (82) не удовлетворяют требованиям [46], необходимым для расчета возраста плато. Однако по фрагменту спектра с 9 по 13 ступени (61,0 % выделенного ^{39}Ar) датировка составляет $419,8 \pm 4,7$ млн лет и совпадает с изохронным возрастом — $421,8 \pm 3,5$ млн лет.

Аналогичная картина наблюдается и для калиевого полевого шпата обр. 546/10 из тела кварц-калишпатовых метасоматитов. По части плато с 12 по 17 ступень (21,3 % выделенного ^{39}Ar) возраст составляет $423,2 \pm 2,4$ млн лет в противовес $412,8 \pm 1,2$ млн лет, рассчитанных по температурным ступеням с 3 по 11 (71,8 % выделенного ^{39}Ar). Вид возрастного спектра в обоих случаях имеет сложный характер и обусловлен, вероятно, незавершенностью процесса метасоматического преобразования исходного субстрата. В связи с этим, хотя расчет датировок с низким значением $412,8 \pm 1,2$ млн лет проведен по интервалу выделенного ^{39}Ar в соответствии с рекомендацией [46], т. е. более 50 %, они не имеют геологического смысла. Большого доверия заслуживают датировки на уровне 422 млн лет, несмотря на то, что они рассчитаны в интервалах выделенного ^{39}Ar , меньших чем 50 %. Из данных по датировкам каждой ступени этих образцов можно сделать вывод о влиянии повторного метасоматического процесса, который проявился позднее 415 млн лет.

Кварц-калишпатовые метасоматиты в районе сопровождаются рассеянной молибденитовой и халькопиритовой минерализацией. Для них в целом характерен повышенный уровень содержания молибдена и меди [21, 25].

На площади месторождения и прилегающей территории широко развиты дайки основного и среднего состава (субщелочные с преобладанием натрия), которые пересекают все гранитоиды плутона, включая лейкограниты и связанные с последними кварц-калишпатовые метасоматиты. В свою очередь эти дайки пересекаются субщелочными порфирами-I и II и на них накладывается основная рудная минерализация месторождения. Для данной группы даек, выделяемых авторами в качестве прерудных, получены две $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки: $404,8 \pm 2,0$ и $402,0 \pm 4,0$ млн лет соответственно для сиенит-порфира 94ж (биотит) и 94 (амфибол) в левом борту р. Уйбат. На первом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре имеются ступени, фиксирующие более древний возраст (430 млн лет), что, возможно, обусловлено присутствием в этой дайке мелких ксенолитов гранитоидов. Датировки по прерудным дайкам соответствуют пражскому веку раннего девона.

Значительно сложнее обстоит дело с датировкой субщелочных порфира-I и II, с которыми непосредственно пространственно и во времени связывается Си-Мо-порфировое оруденение Сорского месторождения. Штоко- и дайкообразные тела этих порфира широко развиты на месторождении. Геологически они четко проявляются после внедрения лейкогранитов, сопровождающих их кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов и указанных выше прерудных даек. После внедрения порфира-I проявилась основная Си-Мо-минерализация с интенсивным развитием метасоматических процессов (калишпатизация, альбитизация, серицитизация, окварцевание). Метасоматоз охватил как сами порфиры, так и вмещающие их породы плутона. Свежих разновидностей порфира на месторождении не встречено. Порфиры-II пересекают тела порфира-I и основные рудно-метасоматические образования месторождения. В свою очередь на порфиры-II накладывается слабая рудная минерализация. Как правило, она развита в телах порфира-II и их ближайшем окружении. Порфиры-II также интенсивно калишпатизированы, альбитизированы и флюоритизированы и их свежие разности не установлены.

Указанные субщелочные порфиры часто проявляются в тех же структурах, что и кварц-калишпатовые метасоматиты, сопровождающие лейкограниты. Пространственная сближенность этих образований обусловила частое наличие в порфирах ксеногенного калишпата. В связи с развитием в этих порфирах магматического калиевого полевого шпата, а затем и метасоматического, на постмагматической стадии их становления, выделение в анализируемую пробу какой-то конкретной разновидности калишпата затруднительно.

По калиевому полевному шпату 84 из калишпатизированных и альбитизированных порфира-I определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст $388,0 \pm 1,1$ млн лет (рис. 6). Это значение приближено к изохронной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировке $386,5 \pm 2,9$ млн лет калишпатовых метасоматитов (обр. 546а), сопровождающих становление лейкогранитов, когда они преобразованы под воздействием наложенных рудно-метасоматических процессов, связанных с порфирами [21, 35]. Близка к последним изохронная датировка $389,0 \pm 3,9$ млн лет, полученная по полевному шпату для штокообразного тела слабо калишпатизированных кварцевых монзонит-порфиритов (обр. 104б), вскрытых в южной части карьера. Среди последних пород отмечаются редкие кварц-альбит-биотит-калишпатовые прожилки с гнездовой и рассеянной вкрапленностью молибденита.

Наиболее сложными по виду и соответственно для интерпретации оказались $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектры, полученные для калишпатизированных и альбитизированных порфира-II. Это характерно для пробы 98г, из которой анализировались калишпат и альбит (рис. 7). Возрастной спектр полевого шпата имеет вид „лестницы вверх“ с плавным выполаживанием по мере повышения температуры.

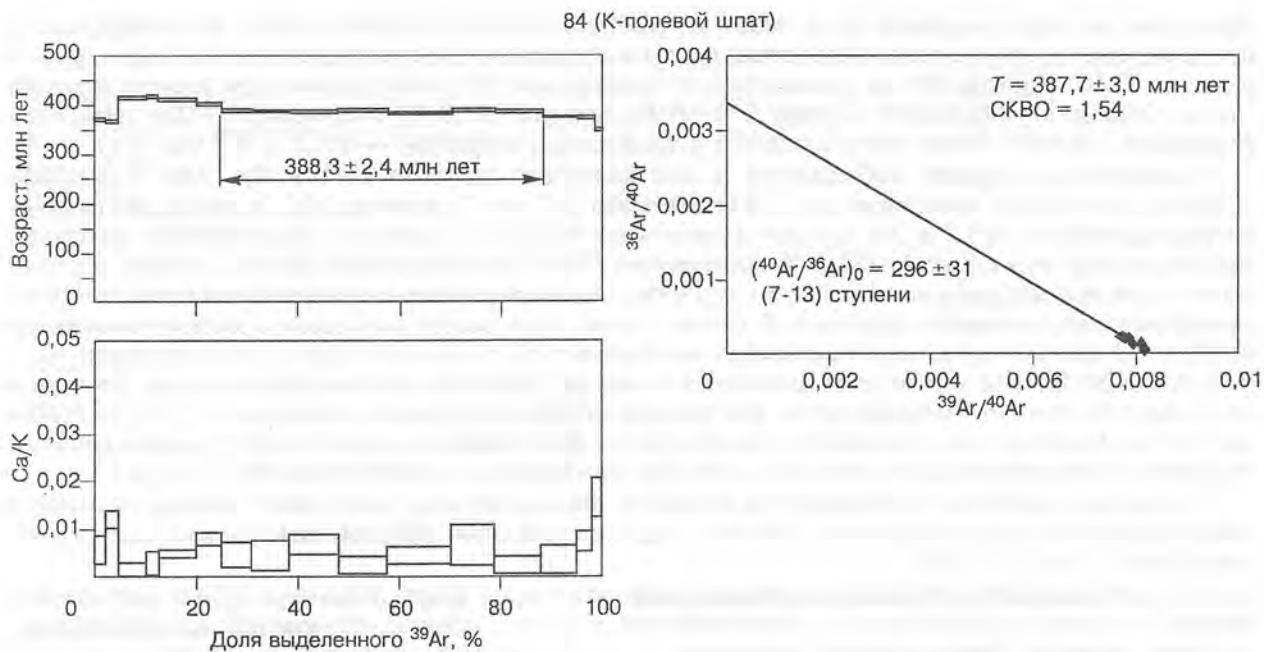


Рис. 6. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастной, Ca/K спектры и изохронная диаграмма для калиевого полевого шпата 84 из калишпатизированных и альбитизированных порфириров-I.

Данные представлены как и на рис. 3.

На диаграммах $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ — ^{39}Ar (%) и Ca/K— ^{39}Ar (%) видно, что равномерное распределение отношения Ca/K и Cl/K начинается с 20-й ступени. По последним трем фракциям газа датировка составляет $411,4 \pm 2,3$ млн лет, что довольно близко к таковой для кварц-калишпатовых метасоматитов, сопровождающих становление лейкогранитов.

Из этой же пробы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектр альбита 98г имеет седлообразный вид, свидетельствующий о наличии избыточного аргона и влиянии вторичных процессов [49]. Время проявления последнего обычно оценивается по минимуму средней части $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -спектра, отвечающему в данном случае $336,6 \pm 1,8$ млн лет. С другой стороны, этот спектр можно рассматривать как состоящий из двух частей. Расчеты датировок в координатах $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ для каждой части показали по фрагменту спектра от 10 до 16 ступени $356,3 \pm 9,9$ млн лет при первичном изотопном составе аргона $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 510 \pm 43$, а от 16 до 19 ступени — $391,1 \pm 2,2$ млн лет также с превышением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 378 \pm 4$ в сравнении с воздушным (295,5). Рассматривая вопрос о том, какая из датировок ($336,6 \pm 1,8$ или $356,3 \pm 9,9$ млн лет) наиболее достоверно отражает время проявления вторичного процесса, предпочтение следует отдать значению $356,6 \pm 9,9$ млн лет. Аргументом в пользу этого является близкое значение — $355,9 \pm 0,8$ млн лет, полученное по альбиту из порфириров-II (обр. 98в). Более древние датировки коррелируются с возрастом кварц-калишпатовых метасоматитов и порфириров-I, что, возможно, связано с отмечаемым в порфирах-II ксеногенным материалом этих пород.

Возникает вопрос, почему при довольно низкой температуре закрытия изотопной системы в полевых шпатах — 125 — 350 °C [50] в некоторых зернах ксеногенного материала K-Ar изотопная система оказалась ненарушенной, а в других, соседствующих с ними, — нарушенной. При этом считаем, что при наложенном преобразовании температура в обоих случаях одинакова. Ответ, вероятно, следует искать в характере наложенного процесса, а именно, в участии агрессивных термальных растворов. Проведенные И. М. Морозовой [51] эксперименты показали, что в преобразованном в гидротермальной обстановке минерале накопившийся аргон сохраняется. Образец альбита 98г, измененного в гидротермальных условиях, можно рассматривать в качестве природного аналога этих экспериментов. Сравнение диаграмм Ca/K— ^{39}Ar (%) (см. рис. 7) сосуществующих минералов в пробе 98г (калишпата и альбита) показывает существенное отличие Ca/K-отношения в них: в калишпате оно значительно ниже как в целом, так и по температурным фракциям. Это обстоятельство свидетельствует, в какой-то мере, об избирательности гидротермального воздействия: полевой шпат с анортитовой составляющей преобразуется гораздо существеннее, чем калишпат. Проведенными ранее [18, 41] изотопными и изотопно-геохронологическими исследованиями порфирировых пород и минералов с помощью K-Ar и Rb-Sr методов было показано отсутствие равновес-

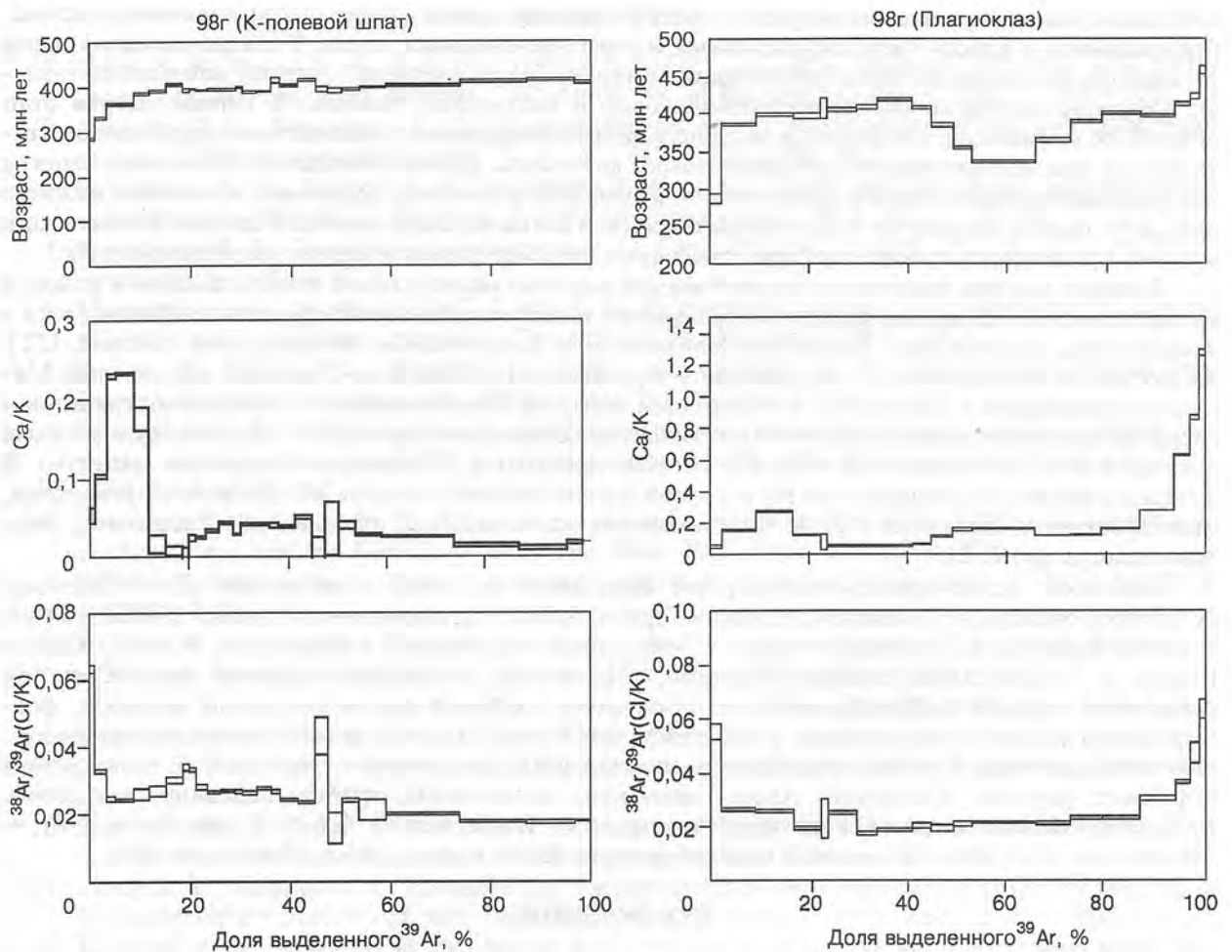


Рис. 7. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастны, Ca/K , Cl/K спектры для калиевого полевого шпата 98г и плагиоклаза (альбита) 98г из калишпатизированных и альбитизированных порфиров-II.

Данные представлены как и на рис. 3.

ности соответствующих изотопных систем. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод позволяет идентифицировать причины неуравновешенности, которые заключаются, в данном случае, в присутствии мелкого ксеногенного материала. В свете продолжающейся дискуссии о генезисе порфировых пород этот факт заслуживает внимания.

Близкая к приведенным выше для порфиров-II датировка получена по калишпату 86 порфиров-III (плато — $359,3 \pm 2,1$; изохрона — $362,9 \pm 1,4$ млн лет). Порфиры-III образуют штокообразное тело на периферии месторождения и в связи с отсутствием их взаимоотношений с телами других порфиров выделяются условно в качестве поздних образований по наличию в них только пиритизации и карбонатизации.

Наконец, для дайки плагиоклазовых порфиритов из района месторождения, которая рассматривается как послерудная (геологические взаимоотношения ее с другими телами порфиров и рудной минерализацией отсутствуют), по плагиоклазу (обр. 93г) определен возраст $365,3 \pm 1,9$ млн лет.

Таким образом, для порфировых образований Сорского рудного узла и сопровождающих их рудно-метасоматических производных с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования достаточно убедительно обосновывается девонский возраст. Прямых аналогов субщелочных порфиров-I и II вне полей развития Cu-Mo-порфировой минерализации среди многочисленных гранитоидных образований Батеневского поднятия не обнаружено. Однако следует отметить, что девонский гранитоидный магматизм для этого региона не является уникальным явлением.

Девонские гранитоиды, хотя и в ограниченном объеме, известны в различных районах Кузнецкого Алатау, в том числе и в пределах Батеневского поднятия [29]. Встречающиеся в поднятии

небольшие массивы девонского возраста сложены породами гранит-сиенит-граносиенитового состава, относящимися к классу умеренно-щелочных и умеренно-натровых пород. В северо-западной части Кузнецкого Алатау выделяется чебулинский комплекс (постживетский?), основу которого составляют умеренно-щелочные биотит-роговообманковые и биотитовые граниты. В Горной Шории этап девонского магматизма завершается гипабиссальными интрузиями лейкократовых гранитоидов кистальского граносиенит-гранит-лейкогранитового комплекса. Основу комплекса составляют граниты и лейкограниты нормального и субщелочного рядов. Эти гранитоиды прорывают вулканы нижнего эмса, а их галька содержится в конгломератах яйской свиты верхнего живета. В составе Кистальского массива преобладают гранит-порфиры; отмечается широкое развитие гранит-порфировых даек.

Важным фактом является часто отмечаемое развитие молибденовой минерализации в районах распространения девонских интрузий. Проявление такого молибденового оруденения фиксируется в Тельбесском, Кондомском, Ташелгино-Майзасском и Ампалькском железорудных районах [52]. Аналогичная молибденовая минерализация проявлена и в Восточно-Саянском обрамлении Минусинской впадины в Ирбинском железорудном поле, где она связывается с интрузиями гранитов и сиенитов, имеющих активный контакт с вулканами быскарской серии [53]. Для этого рудного поля получены К-Аг датировки 418—398 (биотитовые граниты) и 370 млн лет (кварцевые сиениты). В западных районах Кузнецкого Алатау и Горной Шории имеются и другие молибденовые проявления, пространственно связанные с развитием девонских магматических образований (Растайское, Викторьевское и др.) [52].

Девонское медно-молибден-порфировое оруденение известно и на западе Алтае-Саянской складчатой области, в Уйменской депрессии Горного Алтая (месторождение Кульбич) [54, 55]. Такое широкое проявление девонского медно-молибденового оруденения в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Горном Алтае связано, очевидно, с развитием в западных районах Алтае-Саянской складчатой области среднепалеозойских комплексов активной континентальной окраины, формированию которых предшествовал нижнедевонский период развития вулканических впадин рифтового типа восточнее Кузнецко-Алатауского разлома [56]. Для девонских вулканитов, слагающих в отдельных районах Кузнецкого Алатау локальные наложенные прогибы, впадины и грабены, Л. П. Рихвановым и др. [57] приводится возраст по Rb-Sr методу 416 ± 13 млн лет и К-Аг — 396 млн лет. Для этих образований определен также Rb-Sr возраст 383 ± 39 млн лет [58].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе детального $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования была проанализирована возрастная последовательность развития магматических и рудно-метасоматических процессов в Сорском рудном районе. Установлен широкий возрастной диапазон (481—356 млн лет) эндогенных событий, в конечном итоге приведших к образованию здесь крупномасштабного Сорского Cu-Mo-порфирового месторождения, для которого обоснован девонский возраст. Его формированию предшествовала длительная история развития многоимпульсного гранитоидного магматизма, с отдельными импульсами которого связано проявление Cu-Mo-скарновой минерализации и калишпатовых метасоматитов с рассеянным молибденитом и халькопиритом. Рудоносный порфировый магматизм, сопровождающийся брекчиевым и штокверковым оруденением Сорского месторождения, фактически завершает интрузивную активность в районе. Установлены два импульса проявления порфирового магматизма, каждый из которых сопровождался рудной минерализацией. Основное промышленное оруденение связано с первым порфировым импульсом (398—388 млн лет). Установление возраста Сорского месторождения имеет важное значение для обоснования девонской эпохи интенсивного развития Cu-Mo-порфирового оруденения в Алтае-Саянской складчатой области.

Для всех разновозрастных магматитов Сорского рудного района по результатам исследования акцессорного апатита с низкими содержаниями Rb были получены однотипные низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [59], свидетельствующие о доминировании мантийного источника и, очевидно, об общей глубинной области магмообразования. Эволюционное развитие магматических расплавов в этой области во многом определило петрогеохимическое сходство разновозрастных магматитов района и их металлогеническую специфику (Cu, Mo). С магматическими предшественниками рудоносного порфирового магматизма, сопровождающегося медно-молибден-порфировым оруденением (Сорское месторождение), связана Cu-Mo-скарновая минерализация и рассеянное оруденение Cu и Mo в калишпатовых метасоматитах. Таким образом, в рассматриваемом районе, наряду с эволюцией магматизма, отмечается эволюция геохимически близкой рудной минерализации с увеличением ее масштабов и изменением формационных типов оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 99-05-64648).

ЛИТЕРАТУРА

1. Titley S. R., Beane R. E. Porphyry copper deposits. Geological position, petrology and tectogenesis // *Genesis of ore deposits, 75th Anniv. vol. of Economic Geology*, 1981, p. 245—333.
2. Лаверов Н. П., Винокуров С. Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана // *Итоги науки и техники*, Т. 21. М., ВИНТИ, 1988, 96 с.
3. Рундквист И. К., Бобров В. А., Смирнова Т. Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // *Геология рудных месторождений*, 1992, № 6, с. 3—15.
4. Рундквист Д. В. Глобальная металлогения // *Смирновский сборник—95*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1995, с. 92—123.
5. Moiseenko V. G., Rundkvist D. V., Larin A. M. Rejuvenation epochs of the Aldan-Stanovoi shield (Siberia) and its southern margin // *Precambrian'95*, Montreal, 1995, 223 p.
6. Perkins C., Walshe J. L., Morrison G. Metallogenic episodes of the Tasman fold belt system, Eastern Australia // *Econ. Geol.*, 1995, v. 90, № 6, p. 1443—1466.
7. Рундквист Д. В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // *Геология рудных месторождений*, 1997, т. 39, № 1, с. 11—24.
8. Evernden J. F., Kistler R. W. Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complex in California and western Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 623*, 1970, 42 p.
9. Petö P. Plutonic evolution of the Canadian Cordillera // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, № 8, p. 1269—1276.
10. Hollister V. F., Anzalone S. A., Richter D. N. Porphyry copper deposits of Southern Alaska and continuous Jucon territory // *Can. Min. and Met. Bull.*, 1975, v. 68, p. 104—112.
11. Chivas A. R. Porphyry copper mineralization at the Koloula igneous complex, Guadalcanal, Solomon Island // *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, p. 645—677.
12. Norton D. J. Porphyry type copper-molybdenum mineralization belts in eastern Queensland, Australia // *Ibid.*, p. 904—921.
13. Mason D. R., McDonald J. A. Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea—Solomon Islands region: a reconnaissance study // *Ibid.*, p. 857—877.
14. Titley S. R., Heidrick T. L. Intrusion and fracture styles of some mineralized porphyry systems of the southwestern Pacific and their relationship to plate interactions // *Ibid.*, p. 891—903.
15. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Попов В. С. Медно-порфировые месторождения мира. М., Недра, 1986, 236 с.
16. Zhang H., Pei R., Wu L. Evolution of the porphyry copper deposits. Evolution of the porphyry copper deposits from Proterozoic to Cenozoic era in China // *Resource Geology: Special Issue*, 1993, № 15, p. 55—65.
17. Сотников В. И., Пономарчук В. А., Берзина А. П., Травин А. В. Геохронологические рубежи магматизма медно-молибден-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо // *Геология и геофизика*, 1995, т. 36, № 3, с. 78—89.
18. Сотников В. И., Травин А. В., Берзина А. П., Пономарчук В. А. Геохронологические этапы магматизма Сорского медно-молибден-порфирового рудного узла, Кузнецкий Алатау (К-Аг-, Аг-Аг- и Rb-Sr-методы) // *Докл. РАН*, 1995, т. 343, № 2, с. 225—228.
19. Kudrjavitsev Yu. K. The Cu-Mo deposits of Central Kazakhstan // *Granite-related ore deposits of Central Kazakhstan and adjacent areas*. St. Petersburg, 1996, p. 119—144.
20. Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. О характере связи оруденения медно-молибденовой формации с магматическими образованиями // *Геология и геофизика*, 1968, № 9, с. 3—9.
21. Медно-молибденовая рудная формация / В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина и др. Новосибирск, Наука, 1977, 423 с.
22. Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения // *Сов. геология*, 1961, № 7, с. 107—122.
23. Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., Недра, 1972, 270 с.
24. Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М., Недра, 1992, 289 с.
25. Сорское медно-молибденовое месторождение / Ред. Н. Н. Амшинский, В. И. Сотников. М., Недра, 1976, 159 с.
26. Петровская С. Г., Санин Б. Н., Спиридонов А. М., Страгис Ю. М. Первичные ореолы молибденовых месторождений. Новосибирск, Наука, 1980, 153 с.

27. Кунгурцев Л. В. Палеогеодинамические комплексы и оруденение Кузнецко-Горноалтайского сегмента Кузнецко-Алтайско-Северосаянской палеоостровной дуги // Палеогеодинамика и формирование продуктивных зон Южной Сибири. Новосибирск, ОИГГМ СО АН СССР, 1991, с. 82—105.
28. Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1971, 352 с.
29. Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности. Новосибирск, Наука, 1980, 216 с.
30. Погоня-Стефанович Ю. Ф., Переломова В. Г. Морфологические черты трещинных интрузий Уйбатского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 133—138.
31. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории // Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 4. Л., 1956, с. 53—61.
32. Мусатов Д. И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау // Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 1. Красноярск, 1961, с. 117—138.
33. Хомичев В. Л. О трех формационных типах гранитоидов Кузнецкого Алатау // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1972, с. 17—21.
34. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 87—101.
35. Сотников В. И., Берзина А. П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении // Геология и геофизика, 1966, № 9, с. 55—68.
36. Довгаль В. Н. Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау // Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1977, 423 с.
37. Иванова Т. Н., Полевая Н. И., Владимирский Г. М. и др. Абсолютный возраст магматических и метаморфических пород центральной части Алтае-Саянской области // Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58. Л. 1961.
38. Хомичев В. Л. К вопросу абсолютного возраста некоторых интрузивных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 127—132 (Тр. СНИИГГИМС; вып. 70).
39. Хомичев В. Л. Радиологический возраст гранитоидных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика, 1980, № 12, с. 45—53.
40. Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1972, 258 с.
41. Травин А. В. Геохронологические этапы развития медно-молибден-порфировых рудно-магматических систем: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1994, 21 с.
42. Алабин Л. В., Меленевский В. Н., Павлова Л. К., Травин А. В. Калий-аргоновое изотопное датирование рудоносных гранитоидов Кузнецкого Алатау // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990, с. 170—171.
43. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1996, 24 с.
44. Рихванов Л. П., Ершов В. В., Плюснин Г. С., Сарпаев С. И. Изотопное датирование рудно-магматических систем центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990, с. 137—139.
45. Dalrymple G. B., Lanphere M. A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: a comparison with the conventional technique // Earth Planet. Sci. Letters 12, 1971, p. 300—308.
46. Fleck R. J., Sutter J. F., Elliot D. H. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica // Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v. 41, p. 15—32.
47. Пономарчук В. А., Лебедев Ю. Н., Травин А. В. и др. Применение тонкой магнитосепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 1, с. 55—64.
48. Сотников В. И., Берзина А. Н. Хлор и фтор в амфиболах Сорского медно-молибден-порфирового месторождения (Кузнецкий Алатау) // Геохимия, 1996, № 4, с. 313—320.
49. Harrison T. M., McDougall I. Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: Implication for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and the thermal history of the region // Earth Planet. Sci. Lett., 1981, № 55, p. 123—149.

50. Zeitler P. K. Argon diffusion in partially outgassed alkali feldspar: insights from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis // Chem. Geol., 1987, № 65, p. 167—181.
51. Морозова И. М., Котов Н. В., Масленников А. В. Избыточный аргон различного генезиса: экспериментальные данные гидротермальной обработки минералов // Петрология, 1996, т. 4, с. 649—654.
52. Геология СССР. Т. XIV, кн. 1 / Ред. В. А. Кузнецов. М., Недра, 1982, 319 с.
53. Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, Наука, 1975, 187 с.
54. Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1959, № 2, с. 43—58.
55. Никольская Ж. Д. Условия формирования медно-молибденового штокверкового месторождения на Алтае // Материалы по геологии и минералогии руд месторождений СССР. М., 1961, с. 81—86 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 60).
56. Берзин Н. А., Кунгурцев Л. В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37, № 1, с. 63—81.
57. Рихванов Л. П., Плюснин Г. С., Ершов В. В. О генезисе радиогеохимически специализированных вулканитов юга Сибири // Геохимия, 1987, № 12, с. 1740—1750.
58. Зубков В. С., Плюснин Г. С., Смирнова Е. В. Изотопное датирование и генезис нефелиновых руд Минусинской впадины // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990, с. 115—118.
59. Сотников В. И., Пономарчук В. А., Берзина А. П. и др. Корреляция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в акцессорном апатите Cu-Mo-порфировых месторождений с геодинамическими позициями рудно-магматических систем (Сибирь, Монголия) // Докл. РАН, 1999, т. 368, № 6, с. 821—823.

*Рекомендована к печати 3 ноября 2000 г.
В. С. Шацким*

*Поступила в редакцию
6 апреля 2000 г.*