

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ВОПРОСЫ ИЗОТОПНОЙ
ГЕОХРОНОЛОГИИ УРАЛА
И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

УФА—1972

ВОПРОСЫ ИЗОТОПНОЙ
ГЕОХРОНОЛОГИИ УРАЛА
И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

5372
Губанову Василию
Петру Георгиевичу
Бадасеряну

14/IX-73

об Марри



ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике нашли отражение общие, региональные и методические вопросы изотопной геохронологии. В первой части рассмотрены современные возможности изотопно-геохронологических исследований, некоторые основные положения геологической интерпретации данных калий-аргонового метода, а также приближенная оценка исходных количеств в земной коре долгоживущих изотопов радиоактивных элементов. Вторая часть сборника посвящена результатам геохронологического изучения кристаллических пород восточной части Русской платформы, Урала и Мугоджар. На основании этих материалов дается возрастное расчленение магматических и метаморфических комплексов раннего докембрия, венда, палеозоя и нижнего мезозоя, а также геохронологическая схема тектоно-магматических циклов, этапов и эпох. В третьей части излагаются экспериментальные данные о сохранности радиогенного аргона в сериците, а также в основных и ультраосновных горных породах, о содержании в главных типах проб воздушного аргона; приводится описание прибора для испытания радиоламп.

Все исследования, результаты которых публикуются в настоящем сборнике, выполнены сотрудниками лаборатории изотопной геохронологии и химической лаборатории Института геологии БФАН СССР с участием, кроме авторов статей, З. В. Евдокимовой, М. А. Костиной, Х. Х. Галеева, Г. В. Павловой, Н. Х. Сафиуллиной и А. П. Тышкевич.

При подготовке сборника использованы советы И. С. Вахромеева, Г. И. Водорезова, С. Н. Краузе и П. В. Лазарева, за что авторы выражают им искреннюю благодарность.

Все приведенные в сборнике возрастные данные рассчитаны по константам, рекомендованным Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций в 1964 г.: $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $\lambda_A = 4,72 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $K^{40}g/g = 1,22 \cdot 10^{-6}K\%$.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ
ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

М. А. ГАРРИС

О СОВРЕМЕННЫХ ВОЗМОЖНОСТЯХ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

В доизотопный период развития наук о Земле к числу сложнейших, почти неразрешимых геологических проблем относились: 1) возраст, происхождение и эволюция состава вещества Земли и земной коры; 2) восстановление неполноты геологической летописи; 3) оценка длительности перерывов в осадконакоплении и разрыва во времени между седиментацией и магматизмом, а также между становлением различных эндогенных образований; 4) критерии синхроничности биостратиграфических подразделений; 5) прямое установление времени проявления метаморфизма, выяснение возраста магматических и палеонтологически неохарактеризованных осадочных формаций и многих типов месторождений полезных ископаемых; 6) датирование дизъюнктивных структур, в том числе глубинных разломов; 7) корреляция пространственно разобщенных эндогенных (а тем более эндогенных — экзогенных) формаций; 8) возраст морских и океанических впадин, лежащих на их дне отложений и подстилающих «коренных» пород; 9) характер периодичности главных типов эндогенных и экзогенных процессов — их скорости, длительности, прерывистости (этапности, стадийности), последовательности, направленности (например, история становления магматических и метаморфических комплексов, рудных месторождений и др.); 10) ряд генетических проблем — такие, как установление источников земного тепла и других видов энергии, выяснение взаимосвязи и взаимозависимости тектогенеза, магматизма, метаморфизма и рудогенеза, происхождение, условия образования и генетические связи многих типов эндогенного оруденения, наиболее сложные вопросы петрогенеза и др.

С открытием изотопов элементов и развитием методов

изотопного анализа, а также методов радиологического датирования появились широкие возможности освещения всех этих проблем и ряда проблем космологии. Изучение земного и космического вещества стало проводиться не только на молекулярном и элементарном, но и на атомном уровне.

«Изотопная революция» в геологии породила новую науку — радиогеологию, которую великий русский геохимик, академик В. И. Вернадский около 35 лет назад выдвинул в особую отрасль геологии, определив ее задачи и значение для решения ряда земных и космических проблем. В числе основных задач радиогеологии В. И. Вернадский указывал: определение абсолютного геологического времени; исследование источников тепла Земли; изучение радиохимических реакций в земной коре от действия альфа-, бета- и гамма-излучений; исследование химического и изотопного состава вещества Земли.

По поводу первой задачи основоположник отечественной геохимии и радиогеологии еще в 1932 г. указывал, что «грандиозный по своему размаху, еще недостаточно оцененный факт возможности определения геологического времени в недалеком будущем изменит до самого основания всю научную работу и мышление геолога» (5).

На наших глазах радиогеология (т. е. изотопная геология, объединяющая изотопную геохронологию и изотопную геохимию) проникла почти во все отрасли геологических наук, а также в некоторые отрасли космологии, так как эта наука владеет ключами от главных проблем, которыми являются возраст и происхождение вещества и породивших или преобразовавших его процессов. Современная изотопная геология стала широко разветвленной наукой, проникающей почти во все отрасли геологических наук и ряд отраслей космологии и контактирующей с астрофизикой, физикой, химией, географией и археологией. В тесном органическом единстве с другими науками о Земле изотопная геология в состоянии внести весьма весомый вклад в освещение вопросов состава, строения и истории развития Земли и земной коры, а также происхождения и закономерностей размещения полезных ископаемых.

Как и многие другие науки геологического цикла, изотопная геология обладает своими особыми методами и может быть подразделена на общую (или теоретическую), экспериментально-методическую, историческую (собственно изотопная геохронология), генетическую, региональную и прикладную. Генетическая изотопная геология складывается из синтеза данных изотопной геохимии и изотопной геохронологии и базируется на широкой геологической и геохимической основе.

Не касаясь рассмотрения всех ветвей изотопной геологии,

остановимся лишь на изотопной геохронологии — ее возможностях и главнейших направлениях использования в основных отраслях геологических наук.

Изотопная геохронология в свою очередь разветвляется на общую (теоретическую), методическую (собственно изотопная геохронометрия), историческую, генетическую, региональную и прикладную.

Последние четыре направления представляют наибольший интерес в отношении рассмотрения возможностей и основных путей использования изотопной геохронологии в решении различных проблем наук о Земле.

Развитие исторического направления изотопной геохронологии активизировало принцип историзма во всех отраслях геологии. Определение возраста Земли и восстановление всех крупных геологических событий, имевших место с «момента» ее становления как планеты, освещение истории формирования земной коры — ее вещества (горные породы и минералы), ее мега-, макро-, мезо- и микроструктур и породивших их эндогенных и экзогенных процессов — это и есть заполнение неполноты геологической летописи (пустых «клеточек» глобальных геохронологической шкалы и корреляционной схемы). Построение единой и региональных геохронологических шкал (2, 3, 6, 8, 7, 24) — это только начало предстоящей грандиозной работы. Соединенные усилия геологов, радиологов, геохимиков и геофизиков должны быть направлены в ближайшие годы на разработку планетарной и региональных (для каждого крупного тектонического района) геохронологических шкал и корреляционных схем осадочных и кристаллических формаций в сопоставлении с биостратиграфической шкалой, а также геохронологических схем тектогенеза, магматизма, метаморфизма и рудогенеза.

Использование методов изотопной геохронологии в совокупности с методами других отраслей геологии делает реальной разработку проблемы периодичности геологических и космических, а также биологических (эволюция живого вещества) процессов и, в частности, определение длительности периодов разного порядка (мегациклов, циклов, этапов, эпох, фаз), а также выяснение скорости и последовательности различных типов названных процессов, что позволяет наметить их направленность.

Связь изотопной геохронологии с космологией и астрофизикой обеспечит в дальнейшем освещение проблемы периодичности в космическом масштабе.

Особенно важными, с точки зрения наиболее полного восстановления геологической летописи, представляются возможности изотопной геологии, как прямого количественного метода историко-геологического анализа, в отношении неограниченной в пространстве возрастной (а частично и генети-

ческой) корреляции осадочных, магматических, метаморфических и рудных формаций.

Обеспечение возможности датирования и установления последовательности геологических событий, а также длительности перерывов между этапами породообразования создает благоприятные условия для развития исторического направления в петрологии, минералогии, геохимии (история геохимической эволюции Земли и ее оболочек), металлогении, океанологии, географии, климатологии и др.

В региональном плане возможности изотопной геохронологии реализуются в расшифровке разнообразных, в том числе наиболее сложных вопросов поверхностного и глубинного строения земной коры. К их числу относятся: 1) расчленение и корреляция докембрийских образований и кристаллических формаций различного возраста и генезиса; 2) выделение структурных этажей и ярусов; 3) датирование поясов геосинклинальной складчатости и орогенеза; 4) выявление тектонических блоков различного масштаба (срединных массивов, протрузий, тектокластов, в том числе различных отторженцев магматического вещества); 5) выделение, трассирование и установление (по возрасту минеральных новообразований или продуктов катаклаза и рассланцевания) времени заложения и этапов подновления дизъюнктивных нарушений, особенно долгоживущих глубинных разломов и структурных швов, а также зон постгеосинклинальной тектонической активизации и реювенации, связанных с перераспределением или подъемом глубинных тепловых потоков и пр.

В этом отношении геохронологические исследования опираются на весьма важное преимущество радиологических методов, позволяющее по небольшим минеральным выделениям или даже по потере радиогенных изотопов из перекристаллизованных, милонитизированных или интенсивно «прогретых» пород и минералов устанавливать время проявления соответствующих эндогенных процессов. Это позволяет в совокупности с геологическими данными датировать процессы локального метаморфизма, рассланцевания и дизъюнктивных движений, имевших место при формировании соответствующих тектонических зон. То же относится и к продуктам регионального метаморфизма.

Геофизическое изучение глубинного строения земной коры также нуждается в данных изотопной геохронологии. Так, например, статическая картина гравиметровых и магнитных аномалий закрытых областей кристаллического фундамента докембрийских платформ после выяснения связей между простираниями аномалий и возрастом слагающих соответствующие складчатые структуры пород становится исторически определенной, динамичной, поскольку выясняет-

ся время и последовательность формирования погребенных тектонических структур. Аномалии, образованные метасоматическими (гранитизированными) породами, могут ошибочно интерпретироваться как вызванные крупными плутоническими массами. Продукты гранитизации (базификации), относительно легко устанавливаемые по разности возраста «первичных» и наложенных минералов, по-видимому, вуалируют субгоризонтальные и субвертикальные границы раздела, что необходимо учитывать при интерпретации сейсмических материалов.

Региональным геохронологическим исследованиям и применению их результатов посвящена обширная литература, из которой мы приводим в основном только отечественные обобщающие работы последних лет (2, 4, 7, 9, 12, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 26, 27 и 27а, 28, 29, 30, 31, 33 и др.).

Наступает время, когда любые региональные, а тем более планетарные построения, карты и схемы геологического, тектонического и геофизического содержания могут и должны разрабатываться на изотопно-геологической основе с использованием данных о возрасте магматических и метаморфических комплексов и тектонических структур различного масштаба. Это особенно необходимо при проведении геологосъемочных работ, причем для отдельных наиболее хорошо изученных районов развития кристаллических формаций должны составляться геолого-геохронологические карты с датировкой конкретных геологических тел, дизъюнктивных структур и сформировавшихся их процессов. На очереди разработка единых легенд и методики построения подобных карт.

Изотопная геохронология открыла новые пути совершенствования палеогеографического направления в геологии. Расширяются возможности установления по возрасту терригенного материала источников сноса, векторов транспортировки кластического материала и возраста кристаллических пород труднодоступных закрытых льдом континентов; развиваются исследования, позволяющие датировать глубоководные осадки и определять возраст океанических впадин.

В совокупности с геологическими, геохимическими и геофизическими данными региональные изотопно-геохронологические исследования подготавливают почву для разработки в ближайшем будущем для каждого крупного цикла развития Земли неограниченных в пространстве схем сопоставления самых различных по генезису геологических образований и построения на геохронологической основе геолого-тектонических, палеогеографических, петрологических карт нового типа, раскрывающих возраст и историю формирования соответствующих объектов.

Генетическое направление изотопно-геологических исследований, хотя и базируется главным образом на данных

изотопной геохимии, вместе с тем нуждается и в возрастной основе. На геохронологическом фоне облегчается генетическая корреляция эндогенных образований и, в частности, установление через возраст родства или чужеродности различных магматических формаций, а также последних с метаморфическими и рудными формациями и т. д. (5, 21, 23 и др.).

Дальнейшее интенсивное развитие в изотопной геологии генетического направления и широкое использование результатов этих исследований в различных областях наук о Земле, естественно, потребуют все более взаимосвязанного изучения как «возрастных», так и «генетических» изотопов.

Прикладное направление изотопно-геохронологических исследований располагает широкими возможностями освещения возраста и истории формирования, а через возраст и генетических связей месторождений эндогенных полезных ископаемых, что необходимо для выяснения закономерностей их приуроченности к определенным геологическим формациям и тектоническим структурам. Это направление основывается на всей совокупности данных исторической, региональной и генетической геохронологии.

Радиологическое изучение эндогенных месторождений позволяет по околорудным ореолам, а также по дорудным и послерудным магматическим телам косвенно датировать процессы оруденения, устанавливать этапность и последовательность становления гидротермальных и магматических образований, выявлять следы наложенного метаморфизма (метасоматоза) и определять его возраст, выделять и датировать металлогенические эпохи, этапы и фазы и коррелировать их в удаленных друг от друга горнорудных районах и т. д. (9, 23, 25, 30, 31, 34).

Все это необходимо для построения теории рудообразования на широкой исторической и генетической основе с учетом металлогенической эволюции литосферы и ее отдельных регионов. Последнее поможет более объективно проводить металлогеническое районирование и разработку металлогенических прогнозов. Что касается металлогенических карт, то практическое значение их неизмеримо возрастает, если они будут отражать возраст и генетические связи месторождений полезных ископаемых. Подобные карты послужат надежной основой для перспективного планирования и выбора правильных направлений поисков и разведки. При прогнозной оценке тех или иных районов обязательно должна учитываться возрастная металлогеническая специализация магматических комплексов, а в числе структурных факторов — наличие фиксирующихся по радиологическим данным долгоживущих зон разломов, которые являются перспективными на оруденение жильного и гидротермально-метасоматического типов.

Вдоль таких зон следует ставить поисково-съёмочные работы детальных масштабов. Непосредственно в поисковых целях могут быть использованы возрастные критерии, позволяющие отличать перспективные участки и рудопроявления от неперспективных (10). Это приобретает особенно большое значение в связи с задачами поисков погребенных и «слепых» рудных месторождений. Подобные поисковые критерии нового типа, основанные на определении по керновому материалу возраста рудообразующих процессов, должны использоваться во всех горнорудных районах страны, что, несомненно, повысит эффективность геологопоисковых работ.

Таким образом, современная изотопная геохронология, кроме решения непосредственных задач в области стратиграфии, корреляции и построения единых сопоставительных шкал абсолютного и относительного летоисчисления, в состоянии внести существенный вклад почти во все отрасли наук о Земле.

Весьма обширны ее возможности в таких областях, как: теоретическая (длительность, последовательность, взаимосвязь, периодичность различного рода процессов), историческая и региональная геология; палеогеография; геотектоника и структурная геология (установление характера тектонической цикличности — общей и региональной, датирование процессов складчатости, расщепления, дизъюнктивных нарушений, зон тектонической активизации, выявление и датирование протрузий, тектонокластов и др.); петрология и минералогия (выяснение закономерностей периодичности, скорости, последовательности и длительности петрогенеза и минерагенеза, оценка разрыва во времени между интрузивными, эффузивными и метасоматическими фазами при становлении магматических комплексов, выяснение истории формирования гнейсо-гранитных формаций больших глубин, разработка исторической минералогии и петрологической истории земной коры и др.); геохимия (геохимическая эволюция Земли и земной коры); седиментология, литология, океанология (определение скорости осадконакопления при различных типах тектонических режимов, выяснение характера цикличности седиментогенеза, разработка седиментологической шкалы, выраженной в абсолютном летоисчислении, датирование современных морских и океанических осадков и выяснение на этой основе истории гидросферы); геофизика (параметрические исследования для уточнения интерпретации геофизических данных с учетом возраста пород, сравнительная геофизическая характеристика разновозрастных погребенных блоков земной коры, складчатых структур и поясов омоложения, разработка на геохронологической основе тектоно-геофизических региональных и глобальных схем).

Значительные преимущества дает использование изотопно-

геохронологических методов в геологии четвертичных отложений, геоморфологии, климатологии, палеонтологии, археологии (разработка единой биостратиграфо-геохронологической шкалы верхнего плиоцена, плейстоцена и голоцена, датирование ископаемых животных, растений, почв и археологических объектов, а по этим данным — соответствующих форм рельефа, выяснение скорости эволюции организмов, климатической цикличности и т. д.).

Большими, еще недостаточно используемыми возможностями изотопно-геохронологические исследования, как известно, обладают в сфере геологосъемочных и геологопоисковых работ, в области металлогении и учения о полезных ископаемых. Однако широкое развертывание этих исследований требует резкого повышения производительности возрастных лабораторий и усиления их геологических интерпретационных групп.

Несмотря на короткий срок развития изотопной геохронологии в Союзе и за рубежом, насчитывающий по сути 20—30 лет, достижения в этой области и открывающиеся на их основе перспективы трудно переоценить. Они оказались гораздо шире, чем можно было предполагать (6, 32). Частично они уже реализованы, что отражено в указанных работах и в обширной литературе, приведение которой возможно лишь в библиографических справочниках.

Главным условием дальнейших крупных успехов и возрастания роли изотопной геохронологии в решении важнейших теоретических и практических геологических задач является ее тесная взаимосвязь со всеми другими отраслями наук о Земле.

ЛИТЕРАТУРА

1. «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». Л., «Наука», 1965.

2. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

3. Афанасьев Г. Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении.— МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

4. Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Воронина-Ашикеева Н. Ф., Кашкай М. А., Каримов Г. М., Круть И. В., Кудрявцев В. Т., Лупанова Н. П., Плошко В. В., Руб М. Г. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968.

5. Вернадский В. И. Избранные сочинения, т. 1. М., Изд. АН СССР, 1954.

6. Виноградов А. П., Тугаринов А. Н. О геохронологической шкале докембрия — МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

7. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое.— МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

8. Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд).— МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

9. Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования).— МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

10. Гаррис М. А. О возрастных критериях медноколчеданного оруденения на Урале.— «Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1969.

11. Герлинг Э. К., Пап А. М., Морозова И. М., Афанасьева Л. И., Лунько В. Ф. Стратиграфия докембрия Белоруссии и смежных районов по материалам абсолютного летоисчисления.— «Советская геология», 1964, № 3.

12. «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». М., «Наука», 1968.

13. Гринберг И. В., Петриковская М. Е. Исследования изотопного состава горючих ископаемых. Киев, «Наукова думка», 1965.

14. Краснобаев А. А. Альфа-свинцовый метод и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит.— «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». М., «Наука», 1967.

15. Любимов Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.

16. Масленников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита.— «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». М., «Наука», 1968.

17. Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.

18. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала.— МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

19. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. Геохронологические и геохимические исследования в решении генетических и исторических вопросов Уральской геосинклинали.— МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

20. Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии.— «Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных районов». Минск, Изд. АН БССР, 1965.

21. Полевая Н. И., Рабинович А. В., Голубчина М. Н., Искандерова А. Д. Геохимические особенности изотопного состава обыкновенного свинца как индикатора возраста и пегематизации минералов и пород.— МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

22. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления.— «Вопросы геохронологии и геологии». Тр. ЛАГЕД, вып. 12, 1961.

23. «Проблемы геохимии и космохимии».— МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

24. «Проект рекомендаций по мировой геохронологической шкале».— «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 9.

25. Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М., ИЛ, 1962.

26. Романкевич Е. А., Безруков П. Л., Баранов В. И., Христианова Л. А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. М., «Наука», 1966.

27. Рубинштейн М. М. Орофазы и периодичность складкообразо-

вания в свете данных абсолютной геохронологии. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1967.

27а. Рубинштейн М. М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, Изд. «Мецниереба», 1967.

28. Семенов Н. П. (ред.). Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.

29. «Тектоническая карта Евразии (масштаб 1 : 5 000 000)». М., 1966.

30. «Труды Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд. АН СССР, 1956—1967.

31. Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.

32. Уклонский А. С. Геологическое значение изотопов. — Тр. Среднеазиатского ун-та им. В. И. Ленина, т. 2, сер. XIII, геол. науки, кн. 6. Изд. Ереван. ун-та, 1955.

33. Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 5.

34. «Ядерная геология». М., ИЛ, 1956.

Д. В. ПОСТНИКОВ

ОЦЕНКА ПЕРВИЧНЫХ КОЛИЧЕСТВ ДОЛГОЖИВУЩИХ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ, ВХОДИВШИХ В СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

5372
Количество радиоактивных изотопов, первично входивших в состав вещества Земли, а к нашему времени распавшихся, может быть оценено по данным о накоплении стабильных радиогенных изотопов, являющихся конечными продуктами распада. Для урана к таким изотомам относятся Pb^{206} и Pb^{207} , для тория — Pb^{208} , для калия — Ar^{40} . Другие радиоизотопы, отличающиеся меньшей распространенностью, можно в настоящий подсчет не включать ввиду недостатка исходных данных, а также в связи с незначительностью их вклада в выделение энергии и преобразование вещества Земли.

Для вычисления количеств распавшихся изотопов урана и тория исходим из накопления радиогенных изотопов свинца. Их прирост можно найти путем сравнения изотопного состава современного свинца, за среднюю пробу которого принимается свинец океанических илов (9), и первичного свинца Земли, стождествляемого со свинцом троилита железных метеоритов (7). К последнему достаточно близок расчетный состав первичного свинца, что видно из данных табл. 1 (4).

При расчетах, результаты которых приведены в табл. 1, современная масса свинца была получена при значениях кларка свинца $1,6 \cdot 10^{-3}$ весовых % (1,2) и массы земной коры — $28,6 \cdot 10^{24}$ г (5). Считая содержание Pb^{204} неизменным, можно вычислить массы изотопов в первичном и современном свинце, а по разности этих масс — соответствующие приращения их. Разумеется, точность всех приведенных расчетов зависит как от неопределенности значения кларка Pb , так и от точности определения массы пород, относимых к земной коре. Вариант, принятый нами, можно считать дающим минимальные значения.

Таблица 1

Количество радиогенных изотопов свинца и распавшихся изотопов урана и тория в земной коре

Количество	Изотопы				Сумма
	Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷	Pb ²⁰⁸	
Современное					
а) относительное	1,00	18,93	15,72	38,80	74,45
б) масса в 10 ²⁰ г	0,062	1,165	0,967	2,385	4,58
Первичное					
а) относительное	1,00	9,50	10,36	29,49	50,35
б) масса в 10 ²⁰ г	0,062	0,585	0,637	1,815	3,10
Прирост массы в 10 ²⁰ г	—	0,58	0,33	0,57	1,48
Эквивалентные количества радиоактивных изотопов (в скобках — их символы)	—	0,67 (U ²³⁸)	0,38 (U ²³⁵)	0,64 (Th ²³²)	1,69 —

K⁴⁰, как известно, распадается двумя путями с образованием в качестве конечных продуктов Ar⁴⁰ и Ca⁴⁰. Количество K⁴⁰, подвергшегося распаду путем K-захвата, определяем по накоплению Ar⁴⁰, а соответствующее количество того же изотопа, претерпевшего бета-распад, вычисляется по отношению разветвления.

Содержание радиогенного аргона в атмосфере и в породах земной коры определяется с различной точностью. Зная, что поверхность Земли равна $5,1 \cdot 10^{18}$ см², давление атмосферы — 1030 г/см² и весовое содержание Ar⁴⁰ в воздухе — $1,28 \cdot 10^{-2}$ г/г (6), получим массу Ar⁴⁰ в атмосфере, равную $0,67 \cdot 10^{20}$ г. Для расчета содержания Ar⁴⁰ в литосфере исходим из общего количества калия и отношения Ar⁴⁰/K⁴⁰, определяемого средним возрастом пород. Согласно А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (5), масса K₂O в земной коре равна $663 \cdot 10^{21}$ г, что эквивалентно количеству $0,65 \cdot 10^{20}$ г калия-40. Отношение Ar⁴⁰/K⁴⁰ устанавливается с большой долей условности. Принимая средний возраст литосферы равным 1,6 млрд. лет (возраст, примерно отвечающий среднему значению времени максимальной интенсивности метаморфизма и гранитизации для наиболее широко развитых метаморфических пород докембрия платформ), получаем, что среднее отношение Ar⁴⁰/K⁴⁰ в земной коре равно 0,14, откуда содержание Ar⁴⁰ в литосфере составит $0,09 \cdot 10^{20}$ г. Таким образом, суммарное количество радиогенного аргона будет равно $0,76 \cdot 10^{20}$ г. Количество распавшегося калия-40 составит, учитывая отношение разветвления:

$$K^{40} = Ar^{40} \cdot (\lambda/\lambda_k) = 0,76 \cdot 10^{20} \cdot 9,43 = 7,16 \cdot 10^{20} \text{ г.}$$

Представляет интерес подсчет суммарного выделения энергии при распаде подсчитанных выше количеств радиоактивных изотопов. Результаты подсчета сведены в табл. 2.

Таблица 2

Выделение энергии при распаде первично содержащихся в земной коре долгоживущих изотопов U, Th и K

Изотоп	Количество, 10^{20} г	Удельное выделение энергии, 10^{17} эрг/г	Суммарное выделение энергии, 10^{37} эрг
U ²³⁸	0,67	1,92	1,29
U ²³⁵	0,38	1,86	0,74
Th ²³²	0,64	1,65	1,06
K ⁴⁰	7,16	0,171	1,22
Сумма			4,31

По Е. А. Любимовой (3,8), величины суммарного выделения энергии при распаде долгоживущих изотопов, рассчитанные при различных предположениях о возрасте Земли, содержании и распределении радиоактивных элементов, заключены в пределах $0,6 \cdot 10^{38}$ эрг— $2,0 \cdot 10^{38}$ эрг, а интегральные теплопоток — в пределах $0,17 \cdot 10^{37}$ эрг— $7,4 \cdot 10^{37}$ эрг. Сравнивая с этими величинами полученную выше минимальную оценку для энергии распада U, Th и K, равную $4,3 \cdot 10^{37}$ эрг, мы видим, что она близка к нижнему пределу интервала оценок радиогенной энергии и к верхнему — интегрального теплопотока, хотя и ниже обеих этих величин.

Отсюда наиболее вероятно, что выделение тепла радиоактивными элементами, сконцентрированными в земной коре, составляло около 60% всего выделения энергии из недр Земли, а остальные 40% должны были обеспечиваться источниками тепла в мантии и ядре (3,8).

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — «Геохимия», 1956, № 1.
2. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.
3. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
4. Найденов Б. М. Изотопный состав первоначального свинца. — Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста, 1970, № 9.
5. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11.
6. Сауков А. А. Геохимия. М., Гостеолиздат, 1951.

7. Тугаринов А. Н., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966.

8. Lubimova E. A. Theory of thermal state of the earth's mantle. «The Earth's mantle», Academic Press, London—New York, 1967.

9. Patterson C. C., Goldberg E. D., Inghram M. Isotopic composition of quaternary leads from the Pacific ocean. Bull. Geol. Soc. of Amer. v. 64, N 12, p. 2, 1953.

М. А. ГАРРИС, Д. В. ПОСТНИКОВ, Л. С. ЛОЗОВАЯ,
Е. А. ДЕНИСЕНКО, Р. Т. МЕНЬШИКОВА

К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КАЛИЙ-АРГОНОВЫХ ДАТИРОВОК

Широкое использование в течение двух последних десятилетий в СССР и за рубежом методов радиологического датирования обеспечило серьезное углубление наших познаний в области теоретической, исторической и региональной геологии. Геохронологические данные положены в основу целого ряда крупных геологических сводок, а также тектонических карт (например, тектонической карты Евразии и др.).

Преимущества калий-аргонового метода, связанные с возможностью его привлечения к разнообразным породообразующим минералам и горным породам, обеспечивают относительную легкость осуществления разностороннего геологического контроля, при котором почти любые объекты геохронологического изучения могут быть взяты в «вилку» между более молодыми и более древними образованиями.

Использование радиологических методов при изучении наиболее сложных объектов — длительно формировавшихся (гетерохронных) магмато-метаморфических комплексов и гидротермально-метасоматических ореолов рудных месторождений требует множественных возрастных определений, характеризующих все этапы и стадии породообразования. Между тем урано-ториево-свинцовый и рубидий-стронциевый методы в силу своей малой производительности и ограниченной применимости не в состоянии обеспечить для подобных объектов достаточное количество и разносторонность информации; единичные же определения не могут осветить всю последовательную многоэтапную и многофазную историю их становления. К тому же геохимия рубидия и стронция, особенно в аспекте сохранения радиоактивного равновесия, гораздо сложнее и хуже изучена, чем геохимия калия и аргона.

К числу преимуществ калий-аргонового метода относится также возможность получать датировки по нескольким сосуществующим минералам из одного и того же штуфа породы под контролем микропетрографических данных о сохранности и последовательности выделения соответствующих минералов.

Ограничения применимости всех радиологических методов, в том числе и калий-аргонового, как известно, связаны со случаями нарушения радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними изотопами под воздействием на уже сформированную породу изменения физических или химических факторов среды. При этом каждый изотоп реагирует на изменения среды по-своему, что особенно неблагоприятно для урано-ториево-свинцового метода. Калий-аргоновый метод и здесь обладает определенными преимуществами, поскольку дочерний изотоп химически инертен и подвергается только термической мобилизации, а материнский элемент находится в «возрастных» минералах в столь больших и хорошо изученных количествах, что изменение последних само по себе уже может служить критерием сохранности радиоактивного равновесия. Поскольку выбор объектов для калий-аргонового метода обычно не составляет затруднений, пробы с нарушенным радиоактивным равновесием почти всегда могут быть заменены вполне надежными пробами из того же объекта, причем последнее представляется возможным по аргону проверить экспериментально (установление энергии активации радиогенного аргона).

Терморективность радиогенного аргона, приводящая в определенных условиях к искажению возраста тех или иных пород, позволяет устанавливать время и намечать нижний предел температуры их метаморфизма. Так, недостаток метода при внимательном разностороннем применении последнего превращается в преимущество и позволяет осветить недоступные одним только геологическим методам страницы истории соответствующих природных образований, а именно: возраст прогрева, стресса, расланцевания, катаклаза, перекристаллизации, прогрессивного и регрессивного метаморфизма, метасоматоза и т. д. Все эти данные представляют собой самостоятельный интерес, нередко не меньший, чем определение времени образования породы (минерала).

В число недостатков (но не метода, а способа его применения) подобные случаи попадают лишь при прямолинейной, геологически непроверенной интерпретации геохронологических данных и при отсутствии поставленной в лаборатории системы геологического контроля.

Примеры такой интерпретации, к сожалению, довольно многочисленны. Они не только искажают конкретные результаты, но нередко даже дискредитируют радиологические методы в глазах непосвященных в эти вопросы геологов. Известно нема-

до случаев, когда «омоложение» приписывалось действительно более молодым метаморфическим образованиям, генезис и возраст которых многие десятилетия толковался неправильно (например, среднепротерозойский микроклин, наложенный на нижнепротерозойские гнейсы, считался породообразующим минералом последних).

Переходя к освещению возможных и зарегистрированных в практике геохронологических исследований типов искажения радиоактивного равновесия при использовании калий-аргонового метода, отметим, что кроме «омоложения» радиологических датировок по сравнению с установленным геологическим возрастом известны также отклонения их в сторону «удревнения».

Рассмотрим каждый из восьми возможных видов нарушения радиоактивного равновесия за счет потери или добавки одного или обоих изотопов в радиоактивно-радиогенной их паре (в данном случае K^{40} и Ar^{40}).

1. Привнос Ar^{40} при сохранении K^{40} .
2. Вынос Ar^{40} при сохранении K^{40} .
3. Привнос K^{40} при сохранении Ar^{40} .
4. Вынос K^{40} при сохранении Ar^{40} .
5. Привнос Ar^{40} при выносе K^{40} .
6. Привнос K^{40} при выносе Ar^{40} .

7 и 8. Одновременный привнос или вынос обоих изотопов.

Следует сразу же отметить, что для каждой конкретной пробы далеко не всегда удается установить факт полного сохранения второго изотопа при выносе или привносе первого. Об этом можно судить лишь косвенно, по результатам сопоставления возрастных данных, полученных по измененным и неизменным породам (минералам). В связи со сказанным случаи 5—8 нами объединены в один (нарушения радиоактивного равновесия по обоим изотопам).

В возрастном отношении первый и четвертый виды нарушений дадут удревнение, т. е. увеличение возраста по сравнению с геологическим, второй и третий — омоложение, а пятый и шестой — нарушения в обе стороны, определяемые конкретными количественными соотношениями наличных изотопов.

1. Привнос Ar^{40} при сохранении K^{40}

Подобные случаи представляют в естественных условиях большую редкость; экспериментально же доказано, что при высоких температурах и парциальных давлениях аргона как естественные минералы (слюды, оливины, пироксены), так и синтезированные в указанных условиях мусковиты поглощают значительные количества аргона, во много раз превышающие

его содержания в наиболее древних архейских породах (12, 11).

Естественные случаи добавки радиогенного аргона впервые были обнаружены Э. К. Герлингом в 1961—1962 гг. на ультрабазитах Монче-Тундры. Автор сначала расценивал полученные данные как истинные возрасты (максимальное значение 6570 млн. лет) и полагал, что они характеризуют время образования подкорового вещества Земли, которое он оценивал в 6,5 млрд. лет (7). В дальнейшем, когда по оливинитам из Мончегорского массива Э. К. Герлингом с сотрудниками были получены ультрадревние радиологические возрасты, превышающие 10 млрд. лет (8), авторы стали допускать нарушения радиоактивного равновесия по обоим изотопам.

Приуроченность в мончегорских ультрадревних породах от 50 до 90% радиогенного аргона к нарушениям кристаллической решетки авторы объясняют тем, что аргон в эти нарушения попадает «за счет длительного пребывания ультраосновных пород на большой глубине в условиях высоких температур и давлений, способствующих миграции как аргона, так и калия из минералов» (8). Этим авторы обосновывают правильность расчета возраста подобных ксенолитов (по их мнению, ксенолитов подкорового вещества) по среднему содержанию калия и аргона, что дало 7 млрд. лет.

Однако, поскольку факт миграции калия не доказан, а его происхождение и форма фиксации в исследованных ультрабазитах почти не изучены, делать вывод о миграции калия в данном случае можно только предположительно; что же касается высокого содержания в нарушениях кристаллической решетки радиогенного аргона, то последний, несомненно, можно рассматривать в качестве привнесенного.

В отношении аномально древних возрастных значений для ультрабазитов Монче-Тундры Г. Д. Афанасьев и И. В. Борисевич (5) совершенно справедливо отметили, что повышенные концентрации радиогенного аргона устанавливаются только в отдельных участках и что вероятный возраст этих пород близок к 1800—2000 млн. лет. Авторы допускают локальный захват аргона из газовой фазы кристаллизующейся ультраосновной магмы.

В 1964 г. дискордантный ультрадревний возраст в 4,38 и 4,91 млрд. лет был получен в УФАН СССР и БашФАН СССР для ультрабазитов Кусинско-Копанской зоны структурного шва Южного Урала. По мнению Л. Н. Овчинникова и В. А. Дунаева (13, 14), значение в 4,38 млрд. лет является для «израндита» истинным и отражает возраст вещества верхней мантии, вынесенного на поверхность тектоническими силами.

Факт получения по тем же породам возрастных значений (8 определений), лежащих в пределах 1950—2520 млн. лет, расценивается авторами как свидетельство позднейшей потери

радиогенного аргона, хотя в порах породы установлено относительно большое содержание (до $1,9 \text{ см}^3/\text{кг}$) газов, среди которых, наряду с водородом, азотом и гелием, присутствует также и аргон в количестве $0,010-0,014 \text{ см}^3/\text{кг}$ (13).

По нашему мнению, наличие «порового» аргона свидетельствует не в пользу представления об омоложении породы (так как при температурной активации аргон должен был, наоборот, удаляться, и в первую очередь из пор), а в пользу представления о проникновении аргона в породу (или в материнский расплав) из внешней среды. Это подтверждается материалами по изучению подобных «израндиту» пироксени-тов из той же Кусинско-Копанской зоны Южного Урала, для которых нами обнаружено присутствие избыточного Ar^{40} в грубых нарушениях породы. Радиогенный аргон из них выделялся еще до экспериментального нагрева при одной только механической дезинтеграции породы до фракции $<0,1 \text{ мм}$. По удалении легкотеряемого аргона возрастные значения становились вполне реальными (около 2 вместо 4—5 млрд. лет).

Изучение миграции радиогенного аргона в различных фракциях этих пород при экспериментальном отжиге в глубоком вакууме¹ подтвердило наши выводы о том, что удаляющийся при низких температурах из пироксени-тов аргон является добавочным, не связанным радиоактивным равновесием с калием этой породы.

Обнаружению примеси избыточного Ar^{40} в ультрабазитах способствует естественное низкое содержание в них калия. В этих условиях малая по абсолютной величине примесь чужеродного Ar^{40} становится относительно большой. В породах с высоким содержанием калия соизмеримая примесь Ar^{40} может остаться незамеченной и на их датировки практически не повлияет, так как перекроется трехпроцентной погрешностью определений.

Удревнение возраста благодаря захвату миграционного Ar^{40} , вероятно, может иметь место также в случае присутствия среди калийсодержащих мелкочешуйчатых слюд и гидрослюд минералов, обладающих большой «поглощательной» емкостью (монтмориллонит). В этом, по-видимому, и кроются причины некоторого завышения возрастных значений, полученных нами, Ф. П. Буслаевым и Л. Н. Овчинниковым (6) по отдельным пробам гидротермальных метасоматитов Маканского и Гайского медноколчеданных месторождений. Возможно, что монтмориллонит «подхватывал» тот аргон, который выделялся из зон перекристаллизации серицитолитов околородного ореола. При общем очень небольшом количестве проб с искаженными датировками в большинстве именно этих проб установлено присутствие монтмориллонита, причем

¹ См. статью Е. А. Денисенко в данном сборнике.

содержание этого минерала в соответствующих пробах оказалось довольно высоким. Ф. Н. Буслаев и Л. Н. Овчинников считают, что завышение возраста в данном случае обязано сохранению в кристаллической решетке слюд радиогенного аргона при замещении калия натрием или оксонием (четвертый тип нарушения радиоактивного равновесия). Ошибки интерпретации результатов возрастных определений горных пород и минералов с нарушениями радиоактивного равновесия типа привноса чужеродного Ag^{40} могут быть надежно исключены при условии достаточно глубокого и разностороннего геологического и минералого-петрографического изучения объекта, а также при снятии аргонограмм и использовании по ультрабазитам параллельных проб различных размерных фракций.

2. Потеря Ag^{40} при сохранении K^{40}

Этот тип нарушения радиоактивного равновесия, влияющий на искажение возрастных данных в сторону уменьшения их значений («омоложения»), является самым распространенным.

Последнее связано с частотой наложения на уже сформированную породу различных более поздних геологических процессов химического, физического, механического или смешанного характера. Обычно следы этих процессов запечатлеваются в породах достаточно ясно, что помогает правильно интерпретировать полученные геохронологические данные в зависимости от конкретных сочетаний минералогического состава и структуры исходной и новообразованной породы. Только в случае длительного прогрева без признаков перекристаллизации или минеральных новообразований (например, для пород из дальнего экзоконтакта интрузий) могут «проскочить» ошибки, которые, однако, нетрудно обнаружить при сопоставлении радиологических данных с геологическими и при использовании множества проб.

Экспериментальное изучение кинетики выделения радиогенного аргона (Э. К. Герлинг с сотрудниками, С. Б. Брант с сотрудниками, Ф. И. Котловская, Е. А. Денисенко и др.) позволило расположить калийсодержащие минералы в определенный ряд по их способности удерживать радиогенный аргон. Последняя, несомненно, связана с физико-химическими свойствами минералов и в первую очередь с такими, как плотность упаковки кристаллической решетки, способность к катионному обмену и др.

Однако на фоне присущих каждому минералу «типовых параметров» различные разновидности одноименных минералов, образованные в разное время и при разных физико-химических условиях, нередко весьма сильно отличаются друг

от друга по способности удерживать аргон. По этой причине механически переносить закономерности, установленные по одной или несколькими разновидностям данного минерала, на все его разновидности неправомерно. К сожалению, в практике геохронологических исследований такое перенесение приходится встречать довольно часто, что в какой-то мере оправдано трудоемкостью экспериментальных исследований. По настоящему экспериментальное изучение миграции Ar^{40} должно ставиться в каждом конкретном случае предполагаемых потерь названного изотопа, если это необходимо для уверенной интерпретации радиологических данных по важным в теоретическом или практическом отношении объектам. В целях максимально обоснованной интерпретации геохронометрических данных должны использоваться разнообразные полевые и лабораторные геологические методы или в случае необходимости проводиться дополнительные возрастные определения по специально подобранным пробам как неизмененных, так и в различной степени измененных сосуществующих в одной и той же породе минералов, а также по валовым пробам.

Потерю радиогенного аргона обычно легче заметить именно на валовых пробах. Использование их в сочетании с мономинеральными, кроме того, существенно облегчает и ускоряет проведение массовых геохронологических исследований с целью выяснения возраста основных этапов магматизма, метаморфизма, тектогенеза и рудогенеза того или иного крупного региона.

Многолетняя практика комбинированного использования валовых и мономинеральных проб позволила нам выдвинуть представление о радиологической компетентности различных горных пород. По отношению к калий-аргоновому методу это понятие по сути дела отражает способность пород сохранять радиогенный аргон.

Экспериментальное изучение сохранности Ar^{40} в различных типах горных пород нами начато недавно (10)¹. Естественно, что в этой весьма сложной области исследований положительный эффект (однозначность выводов) может быть получен только в тесном взаимодействии с геологическим изучением. Имеющиеся данные обосновывают использование валовых проб по магматическим породам в качестве вполне удовлетворительного материала (10).

Совокупность имеющихся в нашем распоряжении сведений позволяет предварительно расположить изучавшиеся петрографически неизменные типы пород в следующий ряд по убыванию степени их радиологической компетентности: I группа — интрузивные (абиссальные и гипабиссальные) породы — таб-

¹ См. статьи в данном сборнике.

броиды (долериты, габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы); габбро-диориты, диориты, жильные гранодиориты, аплиты, гранит-порфиры и пегматиты; граниты, граносениты, сиениты¹; II группа — ортометаморфические породы основного, среднего и кислого состава (возраст метаморфизма); III группа — параметаморфические породы основного, среднего и кислого состава (возраст метаморфизма); IV группа — кайнотипные эффузивы основного, среднего и кислого состава; V группа — пирокласты; VI группа — осадочные лептохлоритовые образования².

Гидротермальные и иные метасоматиты здесь не упомянуты, поскольку их положение в приведенном ряду зависит от многих конкретных особенностей пород. По ним в большинстве случаев целесообразнее всего готовить мономинеральные или биминеральные (с кварцем) пробы. Приведенный ряд приблизительно отражает различную устойчивость изучавшихся нами горных пород против сходных по характеру и интенсивности наложенных воздействий. Однако представляет интерес не столько возможность потери радиогенного продукта, сколько конечный результат воздействия позднейших экзо- и эндогенных процессов, а именно сам факт и степень «омоложения» пород, а еще более — возможность использования «омоложенных» (т. е. искаженных в сторону уменьшения по отношению к возрасту породы) радиологических данных для выяснения возраста если не породы, то наложенных процессов. Последний однозначно устанавливается в тех случаях, когда во время их воздействия произошло полное удаление ранее накопленного аргона (порода метаморфически гомогенная, радиологический возраст равен возрасту метаморфизма). Если потеря аргона была частичной, то радиологический возраст окажется промежуточным между возрастом породы и возрастом метаморфизма. При этом порода несет черты негомогенности; в ней присутствуют неперекристаллизованные или незамещенные реликты первичных калийсодержащих минералов, возрастные значения по различным штуфам (или минералам) дают большой разброс, заметно превышающий обычную погрешность анализов, устанавливается внешняя и внутренняя дискордантность (внешняя — это несогласованность с геологической позицией породы или объекта в целом, а внутренняя — несогласованность датировок сосуществующих минералов).

Конкретные возрастные значения различных минералов таких не полностью метаморфически переработанных пород

¹ Среди интрузивных пород лучшими являются мелкозернистые разновидности.

² Глаукохлоритовые породы в данный перечень не включены, так как валовые пробы из них непригодны.

зависят от многих факторов, связанных с устойчивостью этих минералов и исходных пород и с характером самих наложенных процессов. У таких пород отмечается невыравненность химического состава, структурно-текстурных и других особенностей.

Правильная интерпретация возрастных значений как для метаморфически гомогенных, так и для негомогенных пород при достаточном количестве определений, охватывающих весь комплекс пород от геологически наиболее древних до наиболее молодых образований, обычно не вызывает особых затруднений. Необходимо только в каждом конкретном случае по совокупности геологических и радиологических данных устанавливать, что именно датируется — образование (кристаллизация) или преобразование (перекристаллизация, метаморфизм и пр.) породы и какой именно этап этого преобразования.

Наиболее трудные для интерпретации объекты — это породы или комплексы пород, претерпевшие многократный (полихронный) и различный по степени и характеру (гетерогенный) метаморфизм. В подобных случаях для того, чтобы из-под «вуали» последнего прогрессивного или регрессивного метаморфизма выявить наиболее древние его этапы и установить время образования исходных пород, иногда бывает необходимо провести целое исследование. Однако и в таких весьма трудных случаях комплексное геолого-радиологическое изучение достигает успеха (например, выяснение возраста и истории формирования пород кристаллического фундамента платформ, тараташского комплекса и др.).

3. Привнос K^{40} при сохранении Ag^{40}

Привнос калия в процессе калиевого или кремниево-калиевого метасоматоза в определенные этапы геологического развития определенных регионов отмечается в очень широких масштабах. Таковы явления гранитизации, грейзенизации, гидротермального метасоматоза, связанного с формированием околорудных ореолов сульфидных и других месторождений и пр. При датировании по валовым пробам пород, содержащих собственные калиевые минералы, добавка калия метасоматических минералов, естественно, приводит к уменьшению радиологического возраста пород по сравнению со временем их образования. В данном случае валовые пробы использовать не следует. Нужно искать такие (контрастные) разновидности пород, в которых можно было бы отдельно, на множественных мономинеральных пробах установить максимальный возраст незатронутых метасоматозом первичных калийсодержащих минералов (например, биотита) и минимальный возраст метасоматических минералов (например, микроклина).

Полученные значения будут характеризовать соответственно возрасты образования (кристаллизации) исходных пород и процессов калиевого метасоматоза. При микроклинизации фиксация калия в уже сформированной кристаллической породе происходит весьма неравномерно. Новообразованные в одних участках калиевые минералы (обычно микроклин) сосуществуют со слюдами и первичным микроклином, развитыми в других участках (гранито-гнейсы, чарнокиты и др.), причем в последних сохраняется ненарушенное Ag/K отношение. При возрасте метасоматического микроклина около 1750 млн. лет возраст сосуществующих минералов, отражающий время образования исходной породы, для докембрия устанавливается на 250—350 млн. лет древнее.

На многочисленных примерах гранитизированных биотитовых парагнейсов фундамента Русской платформы, на гидротермально-метасоматических серицитолитах медноколчеданных месторождений Урала и многих других объектах нами выяснены следующие типы соотношений радиологического и геологического возрастов: 1. Порода не содержит собственных калиевых минералов. Радиологический возраст ее отражает геологический возраст метасоматоза. 2. Порода из собственных калиевых минералов содержит только микроклин. Радиологический возраст является промежуточным («гибридным») между геологическим возрастом породы и геологическим возрастом метасоматоза (поскольку разделить собственный и метасоматический микроклин практически невозможно). 3. Порода содержит собственные микроклин и слюды. По валовым пробам и по пробам микроклина получается то же, что в пункте 2, а по слюдам в большинстве случаев радиологический возраст практически близок ко времени их образования. Косвенно это указывает на относительно низкотемпературные условия метасоматической микроклинизации. 4. Порода серицитового состава содержит две генерации серицита. Радиологический возраст занимает какое-то промежуточное положение между возрастом каждой из генераций. По этой причине для датирования околорудных серицитолитов необходимо подбирать не смешанные, а контрастные, в смысле развития генераций серицита, пробы.

Приведенные типовые случаи характеризуют в той или иной мере метасоматически измененные породы; если же процессы метасоматоза достигли максимального предела и породили гомогенные метасоматиты, то, естественно, по ним можно будет получить только возраст метасоматоза, что представляет самостоятельную весьма важную задачу. Последний случай по отношению к исходной породе относится уже к типу нарушений радиоактивного равновесия по обоим изотопам (взаимосвязанный вынос Ag^{40} при привносе K^{40}).

4. Вынос K^{40} при сохранении Ag^{40}

Впервые нарушение равновесия указанного типа, приводящее к удревнению радиологического возраста, было отмечено в 1960 г. Г. Д. Афанасьевым с сотрудниками на примере гидратизированных биотитов с Кавказа (2). В дальнейшем эти и другие биотиты с пониженным содержанием калия были разносторонне изучены (3, 4), что позволило при помощи инфракрасной спектроскопии выявить в них наличие оксония (H_3O^+). Авторы считают, что пониженное содержание в исследованных биотитах калия связано с его замещением равновеликим ионом оксония. Радиогенный аргон при этом, по предположению авторов, остается в решетке биотита под влиянием процессов сорбции. Большой интерес представляет изучение сохранности радиогенного аргона в таких «оксонированных» биотитах.

В дальнейшем Ф. П. Буслаев и Л. Н. Овчинников (6) объяснили получение удревненных датировок по некоторым образцам гидротермальных метасоматитов медноколчеданных месторождений Урала замещением калия натрием и оксонием при сохранении аргона. Нами это удревнение интерпретируется, как указывалось выше, другим образом и связывается с присутствием гидротермального монтмориллонита — активного сорбента.

На наших материалах случаев нарушения радиоактивного равновесия между Ag^{40} и K^{40} , связанного с сохранением аргона при выносе калия, не отмечено, но в принципе в каких-то исключительных редких условиях они, по-видимому, могут иметь место. Каждый из таких случаев, конечно, должен детально изучаться.

Редкость подобных случаев объясняется тем, что при «вскрытии» элементарной ячейки кристаллической решетки под воздействием щелочных растворов, обеспечивающих вынос или замещение калия, естественно, облегчается удаление и атомов Ag^{40} , занимающих место бывших атомов K^{40} .

5—8. Нарушения радиоактивного равновесия по обоим изотопам (привнос — потеря K^{40} и Ag^{40})

Эти случаи нами объединены, так как далеко не всегда может быть доказано, какой именно элемент привносится (выносится) и как ведет себя при этом его партнер.

Названный тип нарушений радиоактивного равновесия должен рассматриваться только на конкретных примерах, для

которых поведение обоих изотопов более или менее выяснено. О таких примерах мы упоминали выше. Они требуют проведения обязательного тщательного не только геологического, но и экспериментального физико-химического изучения. Априорно можно отметить лишь то, что подобные двухсторонние нарушения радиоактивного равновесия должны быть характерны в основном для экстремальных геологических условий, при которых значительно трансформируется и сама исходная порода.

Сложная картина соотношений радиологических и геологических возрастов для главных генетических типов и фаций в различной степени измененных (гомогенных и негомогенных) кристаллических пород при региональном и локальном моно- и полиметаморфизме может быть сведена к трем основным простым случаям: 1) радиологический возраст практически соответствует геологическому возрасту породы; 2) радиологический возраст меньше геологического возраста породы и соответствует (или очень близок) геологическому возрасту последнего этапа наиболее интенсивного метаморфизма; 3) радиологический возраст является промежуточным («гибридным») между геологическим возрастом породы и возрастом упомянутого метаморфизма. Во всех случаях радиологическая информация представляет большой интерес.

Следует подчеркнуть, что многие наложенные процессы, вызывающие нарушения радиоактивного равновесия (метасоматоз, перекристаллизация, выветривание и др.), обычно охватывают те или иные геологические тела неравномерно, локально. Это позволяет при внимательном целенаправленном геолого-радиологическом изучении по специально подобранным пробам оценить не только возраст наложенных процессов, но и самого геологического тела. Случаи любых нарушений радиоактивного равновесия при этом могут быть выявлены и при надобности отсеяны. Однако они нередко представляют самостоятельный интерес, так как раскрывают неизвестные нам стороны проявления геологических процессов и стимулируют разностороннее изучение последних. Вот поэтому-то задачи геохронологических исследований нельзя ограничивать лишь установлением возраста горных пород, а тем более низводить их до уровня определительских работ. Основное количество ошибок в практике применения в геологии радиологических методов было связано именно с тем, что вместо самостоятельного исследования с целью расшифровки времени и истории формирования определенных объектов выполнялись возрастные определения на случайно подобранных непредставительных для решения поставленной задачи, а зачастую и неправильно подготовленных пробах.

Правильная, геологически обоснованная интерпретация

радиологических данных, как это ни парадоксально, начинается с целенаправленного подбора представительного геологического материала и пронизывает все стадии исследований, включая оценку конечного результата с точки зрения того, что именно он отражает — возраст анализированного минерала (породы) или позднейших геологических процессов.

Недоучет индивидуальных особенностей пород при подготовке геохронологических проб может привести к искусственному искажению возрастных значений. Так, недостаточное внимание к установлению оптимальных фракций и навесок проб и, особенно, к усреднению отдельных их аликвот при изучении метасоматически калишпатизированных пород с низким первичным содержанием калия нередко является причиной искусственного удревнения возраста микроклинизированных ультрабазитов. Достаточно в аликвоту такой пробы на аргон попасть одному «лишнему» зернышку калишпата, и нарушится соответствие между результатами анализа калия и аргона.

Все эти вопросы, связанные с экспериментальной частью исследований, естественно, требуют освещения в специальной методической литературе. Здесь они затронуты лишь в связи с необходимостью подчеркнуть важность их учета при разносторонней интерпретации радиологических данных. Прежде всего это касается резко аномальных датировок и, в частности, «архидревних» ультрабазитов, поскольку при интерпретации подобных данных затрагиваются фундаментальные представления о возрасте Земли и земной коры. Дискордантные датировки могут «отпугнуть» геологов от использования методов изотопной геохронологии при изучении рудных месторождений и тем самым затормозить дальнейшее развитие практически важных исследований.

В случае получения аномальных, расходящихся с геологическими данными результатов обязательно должны ставиться многократные контрольные анализы калия и радиогенного аргона по проверенным в отношении усредненности пробам, причем для анализа аргона необходимо использовать параллельно несколько размерных фракций. Желательно также изучение кинетики выделения Ar^{40} . Анализ радиогенного аргона в отношении деталей методики должен проводиться с учетом индивидуальных особенностей изучаемых пород, а подготовка к правильной интерпретации должна начинаться с геологического изучения объекта и целенаправленного отбора проб, возможно более полно характеризующих историю формирования соответствующего геологического тела.

Итак, при соблюдении всех требований системы и методики полевых и лабораторных геохронологических исследований, обеспечивающих разносторонне обоснованную геологическую интерпретацию геохронометрических данных, при

должном геологическом и радиологическом контроле¹ использование калий-аргонового метода позволяет получать объективную возрастную характеристику не только для разнообразных минералов и горных пород стратиграфических, петрологических и тектонических объектов и месторождений полезных ископаемых, но и устанавливать время проявления многих геологических процессов (катаклаз и милонитизация, перекристаллизация, различные виды регионального и локального прогрессивного и регрессивного метаморфизма, в том числе метасоматоза и др.).

С разработкой в последние годы в ИГЕМ АН СССР микрометода (М. М. Аракелянц под руководством Л. Л. Шанина) границы применения К-Аг-датирования расширяются до рубежа неогена и антропогена и до охвата почти всех разновидностей минералов и типов пород с низким содержанием калия.

Таким образом, калий-аргоновый метод становится все более универсальным и перспективным. Он применим в широчайшем диапазоне возрастов к любым по генезису калий-содержащим минералам и горным породам, причем требования к минимальному содержанию калия все понижаются. Это позволяет включать в сферу К-Аг-датирования все новые «контингенты» геологических объектов. Параллельно возрастает сложность и трудоемкость геологической интерпретации.

В дальнейшем приемы и методы разносторонней геологической интерпретации, по-видимому, целесообразно разрабатывать не только для каждой генетической группы пород и минералов (осадочные, магматические, метаморфические), но особо еще и для пород всех групп с низким содержанием калия и аргона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 6.

2. Афанасьев Г. Д., Шанин Л. Л., Гольцман Ю. В., Носкова В. Г. О реперных пробах для абсолютной геохронологической шкалы и некоторых принципах ее разработки. — Тр. IX сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций 1960 г. М., Изд. АН СССР, 1961.

3. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л. К геологической интерпретации радиологических данных по определению абсолютного возраста горных пород. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1962, № 1.

4. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В., Шанин Л. Л., Шенина И. П. Случай неравновесных отношений Аг и К в биотитах в связи с

¹ В понятие радиологического контроля входит не только качество анализов (их точность), но и оптимальное, различное для разных геологических объектов количество анализов.

созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1963, № 1.

5. Афанасьев Г. Д., Борисевич И. В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1967.

6. Буслаев Ф. П., Овчинников Л. Н. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1967.

7. Герлинг Э. К., Шуклолюков Ю. А., Кольцова Т. В., Матвеева И. И., Яковлева С. С. Определение возраста Земли по древнейшим минералам и породам. — «Химия земной коры». М., Изд. АН СССР, 1963.

8. Герлинг Э. К., Масленников В. А., Матвеева И. И., Васильева С. Н. Древнейшие ультраосновные и основные породы Мончегондской Тундры (Кольский п-ов) и новые данные об абсолютном возрасте подкорового вещества Земли. — «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». М., «Наука», 1965.

9. Денисенко Е. А. Исследование миграции радиогенного аргона в некоторых основных и ультраосновных породах для геохронологии. — «Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1969.

10. Денисенко Е. А. К вопросу K-Ar-датирования по валовым пробам. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 5.

11. Карпинская Т. Б. Синтез аргонсодержащего мусковита. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 11.

12. Карпинская Т. Б., Шанин Л. Л., Борисевич И. В. Искусственное внедрение аргона в слюду, оливин и пироксен. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 11, с. 14—16.

13. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. Израндит — древнейшая горная порода Урала. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1967.

14. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А. О древнейшей горной породе Урала. — «Глуб. строение Урала». М., «Наука», 1968.

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ
ГЕОХРОНОЛОГИИ

Д. В. ПОСТНИКОВ, М. А. ГАРРИС

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К нижнему докембрию на Русской платформе относятся доверхнепротерозойские (дорифейские) породы, слагающие кристаллический фундамент. Верхняя возрастная граница нижнего докембрия, согласно геохронологической шкале 1964 г., датируется в 1600 ± 50 млн. лет (1).

Со времени начала геохронологических исследований закрытой части кристаллического фундамента Русской платформы для восточных ее областей получено около 200 (7) радиологических датировок (лаборатории Института геологии БФАН СССР, ГЕОХИ АН СССР, РИАН, ИГ АН УССР и ВСЕГЕИ). Частично этот материал опубликован (6, 11, 12, 29, 13, 30, 8), однако в связи с получением новых данных представляется необходимым рассмотреть геологические результаты проведенных исследований более детально.

По степени геохронологической изученности территория закрытой части фундамента Русской платформы может быть подразделена на следующие крупные регионы: 1) Волго-Уральская область, особенно Татарский и Жигулевско-Оренбургский своды, наиболее детально охарактеризованы в связи с большим количеством буровых скважин, достигших фундамента; 2) район Курской магнитной аномалии и восточного склона Воронежской антеклизы; 3) Белорусско-Литовская антеклизы; 4) район южных и юго-западных склонов Балтийского щита; 5) центральные районы Русской платформы (северный склон Воронежской антеклизы, Московская синеклизы и др.). Для последнего района имеются лишь единичные возрастные определения.

Таблица 1.

Геохронологическая схема нижнего докембрия восточной части Русской платформы
(составил Д. В. Постников)

Стратиграфические подразделения		Возраст, млн. лет	Суперкристалльные образования	Мощность, км	Фации метаморфизма	Интрузивные и метасоматические образования	Локальные изменения, наложенные на более древние породы фундамента	
Верхний докембрий	Протерозой	1600 ± 50	Осадочные породы (песчаники, алевриты, аргиллиты, доломиты)	до 5	Начальный метагенез	Гипабиссальные дайки габбро-диабазов (~1350 и ~1150 млн. лет)	Катаклаз, рассланцевание, серицитизация, хлоритизация, термический метаморфизм	
			Размыв, перерыв			Габбро-диабазы		
			Филлиты, слюдястые кварциты	0,5—1	Зеленосланцевая			
	Нижний докембрий	Протерозой	1900 ± 100	Глиноземистые гнейсы: гранатовые, двупироксеновые, кордиеритовые, силлиманитовые, графитистые, магнетитовые; гранулиты	до 5(?)	Амфиболитовая Гранулитовая	Гранодиориты, плагиограниты, чарнокиты, гранитогнейсы, микроклиновые граниты	Кремниевое-калиевый метасоматоз с образованием гранито-гнейсов, чарнокитов и микроклиновых гранитов
				Размыв, перерыв			Габбро-нориты	
				Плагиогнейсы биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые, амфиболиты, слюдястые сланцы	до 10	Амфиболитовая	Габбро-нориты, ортоамфиболиты, роговообманковые диориты	
		1900—2300					Амфиболизация; образование бластомилонитов	

Стратиграфические подразделения		Возраст, млн. лет	Суперкристалльные образования	Мощность, км	Фашии метаморфизма	Интрузивные и метасоматические образования	Локальные изменения, наложенные на более древние породы фундамента
Нижний докембрий	Протерозой	2300—2600	Эклогиты, основные кристаллические сланцы (часть этих пород, возможно, относится к архею)	?	Эклогитовая, гранулитовая	?	?
	Архей	2600 ± 100	Разрыв, перерыв «Норитоподобные» основные породы (метаморфизованные основные эффузивы?)	?	Гранулитовая, амфиболитовая	Ультрабазиты, анортозиты (?)	Примечание. Выделены по данным Л. А. Варданянца предположительно. Радиологические данные отсутствуют

Неравноценность геохронологической изученности, однако, не исключает возможности использования для всей территории единой геохронологической схемы расчленения нижнего докембрия. Предварительный вариант такой схемы разработан нами в основном на материалах первых двух районов (табл. 1).

Основными объектами наших исследований являлись породы кристаллического фундамента восточной части Русской платформы, в первую очередь — Волго-Уральской нефтегазодобывающей области.

Как известно, в Волго-Уральскую область входит территория, ограниченная с востока передовыми складками Урала, а с запада — средним течением р. Волги от Горького до Саратова, или приблизительно 48 меридианом ВД. Административно эта территория охватывает Пермскую область, Татарскую АССР, Ульяновскую, Куйбышевскую, Оренбургскую области, Башкирскую АССР, а также части Коми АССР, Кировской, Горьковской, Саратовской и Волгоградской областей РСФСР. Геологически весь этот регион относится к стабильной части Русской платформы и включает Татарский, Жигулевско-Оренбургский, Пермский, Котельнический и другие меньшие по размерам выступы фундамента, разделенные Пачелмским, Пугачевским, Казанско-Кировским, Серноводско-Абдулинским, Кажимским и другими прогибами, выполненными отложениями верхнего докембрия. К востоку от линии Ижевск—Туймазы—Сорочинск поверхность фундамента глубоко погружается под мощные толщи верхнедокембрийских осадков и залегает на глубинах (по геофизическим данным) от 6 до 12 км. Лишь в краевой зоне Урала, на Тараташском выступе, выходят на поверхность породы, аналогичные нижнему докембрию Волго-Уральской области. На западе ближайшие их выходы известны в районе Павловска на Дону и на Балтийском и Украинском щитах.

Тектоническое строение Волго-Уральской области определяется сочетанием обширных платформенного типа пологих синеклиз и антеклиз с линейными дислокациями, связанными с образованием разломов в кристаллическом фундаменте. Разломы отличаются субвертикальным положением в пространстве, приуроченностью к ним изверженных и гидротермально-измененных пород и сопровождаются зонами катаклаза и милонитизации. С ними связаны изменения мощностей и фаций перекрывающих фундамент отложений. Амплитуда разломов, их число, протяженность и интенсивность приуроченных к ним эндогенных проявлений в зависимости от времени движений (тектоно-магматического этапа) значительно различаются.

В пределах восточной части Русской платформы в составе кристаллического фундамента преобладают регионально-мета-

морфические породы амфиболитовой фации (различные гнейсы, амфиболиты), породы, подвергшиеся кремнево-калиевому метасоматозу (гранито-гнейсы, чарнокиты), а также интрузивные породы габбрового ряда (габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, плагιοграниты). Относительно редко встречаются образования, принадлежащие к гранулитовой и эклотитовой фациям, и метасоматические (или анатектические)

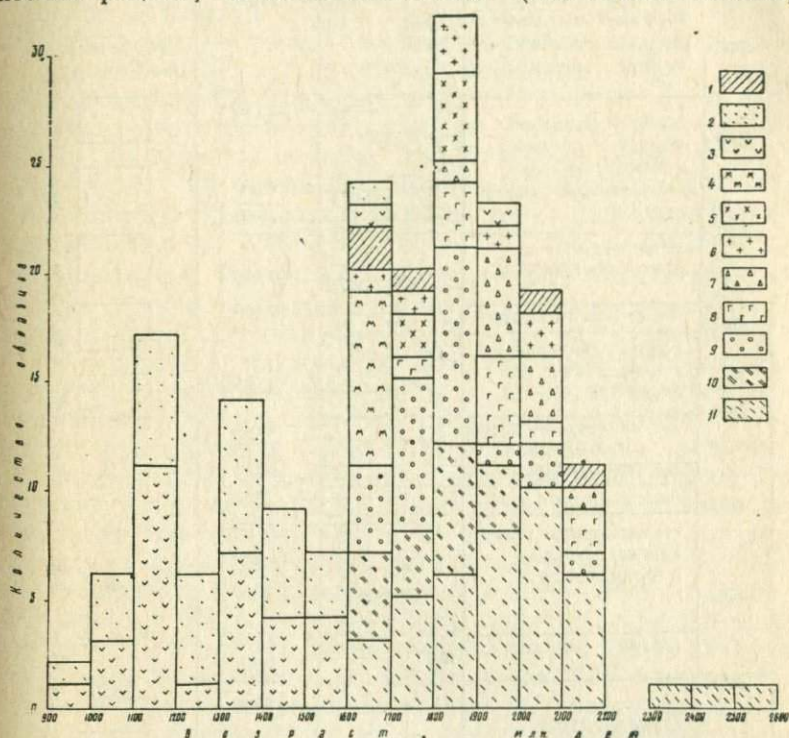


Рис. 1. Возрастное распределение различных типов пород кристаллического фундамента Волго-Уральской области по данным калий-аргонового метода.

1 — сланцы и кварциты, 2 — породы, измененные наложенными гипогенными процессами, 3 — габбро-диабазы, 4 — микроклиновые граниты, 5 — чарнокиты, 6 — плагιοграниты, гранодиориты, 7 — диориты, 8 — габбро-нориты, 9 — гранито-гнейсы, 10 — парагнейсы, 11 — биотитовые плагιοгнейсы.

граниты (22, 4, 11, 31, 30). Полученные по этим породам возрастные значения распределены в интервале 2600—1600 млн. лет (рис. 1) и охватывают, таким образом, ранний и средний протерозой (см. табл. 1).

Прежде чем перейти к последовательной характеристике слагающих кристаллический фундамент возрастных и петрографических комплексов и формаций, необходимо остановиться на уникальном по мощности (более 2200 м) и глубине вскрытия (до 4040 м) разрезе нижнего докембрия, пройденном

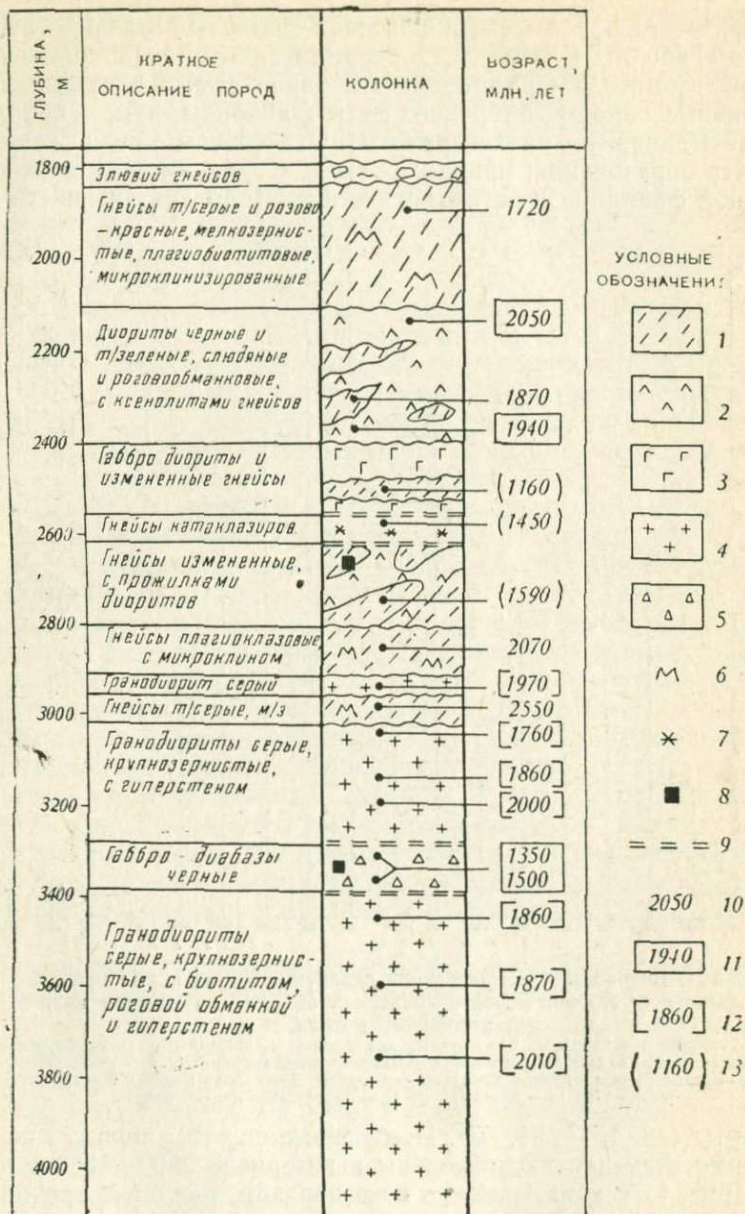


Рис. 2. Разрез и возрастная характеристика кристаллического фундамента по скв. Туймаза 2000.

1 — гнейсы и гранито-гнейсы, 2 — диориты роговообманковые, 3 — габбро-диориты, 4 — гранодиориты и плагиограниты, 5 — габбро-диабазы, 6 — микроклинизация, 7 — гематитизация, 8 — пиритизация, 9 — тектонические разломы, 10 — возраст по калий-аргоновому методу по гнейсам, 11 — то же по основным интрузивным породам, 12 — то же по гранитам и гранодиоритам, 13 — то же по измененным породам.

глубокой скв. Туймаза 2000. Изучение этого разреза (29, 13) оказало существенную помощь не только в расшифровке строения нижнего докембрия закрытой части Русской платформы, но и в разработке некоторых вопросов геологической интерпретации радиологических данных.

В разрезе скв. Туймаза 2000 (рис. 2) от поверхности фундамента до забоя скважины выделяются следующие комплексы пород: 1) элювий пород фундамента (глубины 1780—1820 м); 2) верхняя толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов (гл. 1820—2100 м); 3) толща измененных гнейсов с вкраплениями амфиболовых диоритов (гл. 2100—2810 м); 4) нижняя толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов (гл. 2810—3000 м); 5) верхняя часть плутона плагиогранитов и гранодиоритов (гл. 3000—3280 м); 6) дайка габбро-диабазов (гл. 3280—3390 м); 7) нижняя часть плутона плагиогранитов и гранодиоритов (гл. 3390—4040 м).

Приведенный разрез нижнего докембрия охарактеризован в общей сложности 19-ю возрастными определениями, выполненными калий-аргоновым методом. Из них самое древнее значение возраста, равное 2550 млн. лет, имеют мелкозернистые плагиоклаз-биотитовые гнейсы из нижней гнейсовой пачки. Возможно, что эти породы являются тектоническим отторженцем более древних толщ. Другие определения по гнейсам и гранито-гнейсам лежат в интервале 2070—1870 млн. лет. Значения возраста по роговообманковым диоритам (ортоамфиболитам) составляют 1940—2050 млн. лет, т. е. близки к возрасту гнейсов. Для пород, слагающих плутон гранодиоритов, значения возраста колеблются от 2090—2010 до 1860—1760 млн. лет. Гипабиссальные интрузии габбро-диабазов датируются не очень точно тремя цифрами — от 1350 до 1500 млн. лет. Сильно разложенные, серицитизированные, хлоритизированные и гематитизированные гнейсы и диориты из нижней части толщи «смешанных» пород показали возрастные значения от 1160 до 1580 млн. лет, т. е. резко уменьшенные по сравнению с неизмененными породами и приближающиеся к возрастам габбро-диабазов.

В целом результаты изучения керна скв. Туймаза 2000, во-первых, показали наличие среди пород фундамента трех главных возрастных групп магматических и метаморфических образований (около 2500, 2000 и 1800 млн. лет), принадлежащих нижнему и среднему протерозою, во-вторых, продемонстрировали наличие в фундаменте зон разломов с разнообразными позднепротерозойскими магмопроявлениями и гидротермальными изменениями вмещающих пород и, в-третьих, доказали, что такие зоны сопровождаются «омоложением» пород фундамента.

О времени формирования разломов можно судить по воз-

расту этого омоложения и секущих породы фундамента габбро-диабазов. Судя по наиболее молодому значению возраста микроклинизированных плагиоклаз-биотитовых гнейсов (1720 млн. лет) и по наиболее древнему значению возраста габбро-диабазов (1500 млн. лет), окончательная консолидация кристаллического фундамента и заложение секущих его глубинных разломов имели место в промежутке между указанными датами. С учетом возраста наиболее древних глауконит-содержащих отложений верхнего протерозоя, лежащих на эродированной поверхности кристаллического основания Волго-Уральской области (18), мы считаем, что его консолидация завершилась не позднее 1600 ± 50 млн. лет.

При проведении исследований по расчленению и корреляции образований нижнего докембрия (дорифея), слагающих кристаллический фундамент на востоке Русской платформы, мы в согласии с ранее разработанными принципами рассматривали тектоно-магмато-метаморфические этапы как основные рубежи между крупными хроностратиграфическими подразделениями. Правомерность такого подхода подтверждается сравнением с данными по верхнему докембрию и по фанерозою, по которым геохронологические рубежи, намеченные по возрасту магматических и метаморфических комплексов, хорошо увязываются с биостратиграфическим расчленением (10, 35).

Использование указанного подхода, оправдавшего себя также при геохронологическом изучении нижнего докембрия Балтийского щита (28, 20), Украинского щита (16), Сибирской платформы (27), позволило нам наметить схему геохронологического расчленения кристаллического фундамента закрытой части Русской платформы, произвести его возрастное сопоставление с разрезами Урала, Балтийского и Украинского щитов и предложить предварительную схему межконтинентальной корреляции разрезов верхнего докембрия (14).

Переходя к последовательной геохронологической характеристике главнейших магматических и метаморфических формаций и комплексов кристаллического фундамента восточной части Русской платформы, необходимо отметить, что возрастных значений, отвечающих архейскому времени (древнее 2,6 млрд. лет), до сих пор на изученной территории не выявлено.

Вероятно, в погруженной (закрытой) части фундамента Русской платформы архейские образования в теле этого комплексного структурного этажа залегают на значительной глубине, и только на щитах, т. е. в областях длительных поднятий, выходят на его эрозионный срез.

Породы с возрастом 2600—2300 млн. лет встречены в единичных пунктах. Представлены они либо тонкозернистыми

гнейсами, близкими по составу к диоритам, либо амфиболизированными эклогитами.

Места нахождения древних пород расположены вблизи крупных разломов древнего заложения, и наиболее вероятно, что они входят в состав тектонически перемещенных блоков, поднятых из глубинных зон земной коры. На это же указывает характер их метаморфизма — имеются признаки регрессивного метаморфизма от гранулитовой и эклогитовой фаций до амфиболитовой. Наиболее древние значения возраста получены для плагиогнейсов из скв. Туймаза 2000 (2550 млн. лет), Качим 1 (2430 млн. лет), гранитов из скв. Пруды 1 (2500 млн. лет) и амфиболизированных эклогитов из скв. Молгачи 1 (2320 млн. лет). Близкое значение (2540 млн. лет) характеризует мелкозернистые плагиогнейсы из района Кусы на Урале. По-видимому, все это — фрагменты нижнего раннепротерозойского структурного этажа, который может быть сопоставлен с саамидами Балтийского щита.

Образования, относящиеся ко второму нижнепротерозойскому («беломорскому») структурному этажу, геохронологически охарактеризованы по неизменным вторичным процессами биотитовым гнейсам, габбро-норитам и роговообманковым диоритам. Для них получено среднее значение возраста 1960 ± 140 млн. лет (рис. 3). Довольно большой разброс возрастных значений может быть связан, с одной стороны, с присутствием реликтовых минералов из переработанных более древних пород, повышающих возраст, а с другой — с развитием в отдельных районах начальных стадий омоложения пород под воздействием последующих процессов. Тем не менее наличие самостоятельного тектоно-магматического цикла, приуроченного к концу раннего протерозоя, не вызывает сомнений.

Наиболее широко в составе фундамента развиты породы с возрастом около 2000 млн. лет. Среди них преобладают две группы пород — гнейсы и габбро-нориты. Гнейсы, составляющие большую часть комплекса, преимущественно мелкозернистые, биотитовые, реже биотит-роговообманковые, изредка ассоциируют с амфиболитами. Гнейсы развиты на больших площадях и отличаются значительной однородностью состава и структуры. По минеральным ассоциациям они могут быть отнесены к альмандин-амфиболитовой фации. Возраст их становления как метаморфических пород лежит в пределах 1950—2000 млн. лет. Петрографические и химические особенности этих гнейсов позволяют сделать вывод о их происхождении за счет выдержанных на больших протяжениях мощных толщ относительно мелкозернистых кварцсодержащих осадков, скорее всего глинисто-алевролитовых, возможно, с некоторой вулканогенной примесью.

Габбро-нориты, развитые в отдельных зонах, связанных с

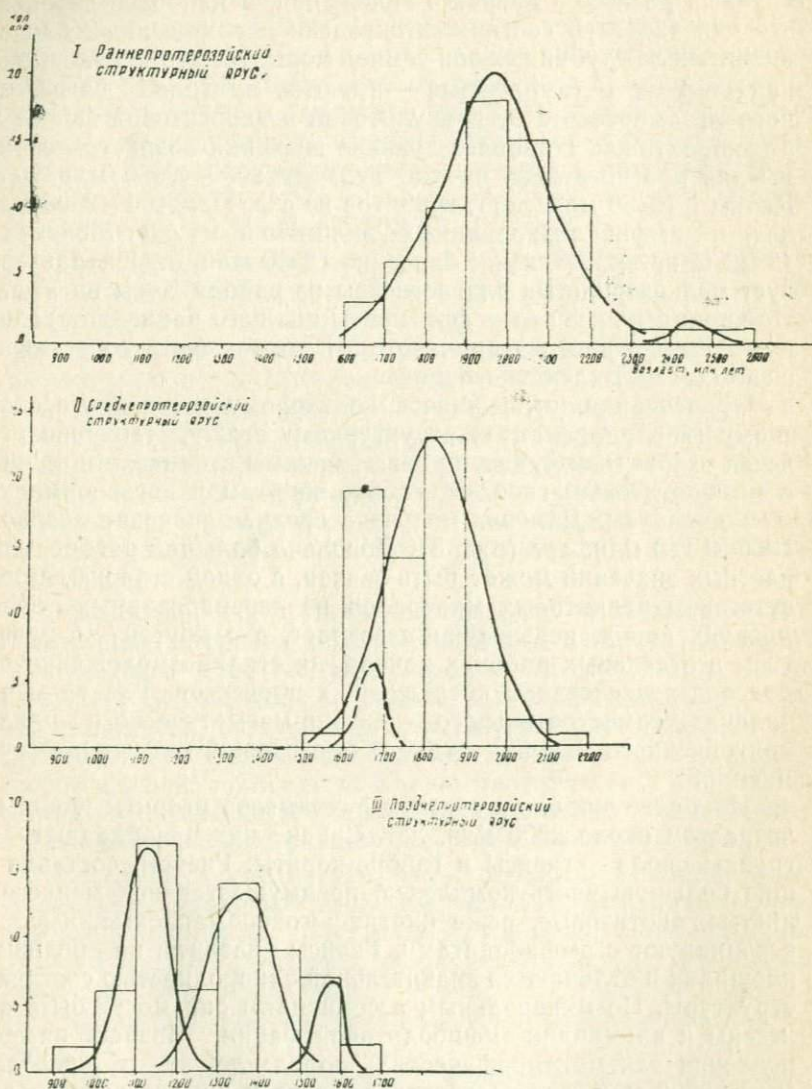


Рис. 3. Гистограммы и кривые распределения возрастных значений по структурным ярусам протерозоя.
 I — раннепротерозойский структурный ярус, II — среднепротерозойский структурный ярус, III — позднепротерозойский структурный ярус.

крупными разломами, образуют многочисленные массивы среди поля гнейсов. По составу и структуре большинство габбро-норитов принадлежат к типичным породам габбровой формации. Отличием их в ряде участков является присутствие в составе пироксенов гиперстена, а также появление значительных количеств магнетита и титаномагнетита, позволяющих классифицировать породы как рудное габбро. Обычно габбро-нориты имеют массивную текстуру, но встречаются и разгнейсованные разности — «норитоподобные» породы, по Л. А. Варданянцу (4). Массивные разности габбро-норитов, несомненно, являются интрузивными, что подтверждается наличием связанных с ними гиперстеновых габбро-диабазов, вероятно, представляющих собой жильные комагматы габбро-норитовой формации (12). Разгнейсованные основные («норитоподобные») породы, возможно, частью относятся к метаморфизованным эффузивам.

Возраст неметаморфизованных основных пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет в среднем около 2000 млн. лет. Неразгнейсованность габбро-норитов позволяет считать, что полученные возрастные значения отражают время их внедрения, отвечающее второму раннепротерозойскому тектоно-магматическому циклу.

Накопление осадков, давших начало гнейсам, должно было непосредственно предшествовать кульминации магматизма и метаморфизма. В целом образования рассматриваемого цикла как по возрасту, так и по литолого-петрографическим особенностям достаточно четко коррелируются с беломорской серией Балтийского щита и с криворожской серией Украины (17).

Раннепротерозойские магматические и метаморфические породы являются наиболее широко распространенными в Волго-Уральской области, особенно если учесть, что значительная их часть не сохранилась в первоначальном виде, так как послужила субстратом для переработки процессами метасоматоза и палингенеза в среднепротерозойское время. Характерна также чрезвычайная литологическая однообразность и выдержанность этих пород на огромной территории. «Видимая» мощность метаморфических толщ по скв. Туймаза 2000, где образования фундамента вскрыты в интервале 1820—4040 м, составляет 2220 м, из которых на гнейсовые толщи приходится 1180 м. О мощности, измеряемой километрами, свидетельствуют также данные по группам скважин Туймазинской, Ромашкинской и других площадей.

Преобладание среди пород фундамента образований с возрастом около 2000 млн. лет косвенно доказывается также данными А. А. Краснобаева (19) по возрасту заимствованных из пород Русской платформы цирконов такатинской свиты Урала. Наиболее крупные и хорошо окатанные разности цирконов показали, по 12 определениям альфа-свинцовым методом, зна-

чения возраста от 1900 до 2400 млн. лет при среднем значении 2180 млн. лет.

Более молодыми образованиями, относящимися к среднепротерозойскому тектоно-магматическому циклу, являются плагиограниты и метаосадочные породы с повышенным содержанием алюминия и/или железа («комплекс парагнейсов», по Л. А. Варданянцу, «глиноземистые гнейсы», по Т. А. Лапинской). Среди этих пород преобладают разнообразные гнейсы, содержащие в различных количествах и соотношениях биотит (обычно титанистый), клино- и ортопироксены, гранат, кордиерит, силлиманит, графит, магнетит. Они метаморфизованы в условиях высоких субфаций амфиболитовой фации или же в гранулитовой фации (ассоциации: гиперстен-железистые амфиболы-основные плагиоклазы, ортоклаз-титанистый биотит, альмандин-силлиманит-кордиерит). Залегают эти породы, судя по наиболее изученным бурением участкам, в виде различно ориентированных «полос» среди поля сплошного развития более древних биотитовых гнейсов. Из глубинных магматических образований с названными гнейсами ассоциируют плагиограниты, иногда анатектические (31).

Глиноземистые гнейсы, вероятно, образовались в результате метаморфизма продуктов выветривания и переотложения более древних пород. На это указывают особенности их химизма (повышенное содержание глинозема, окислов железа) и залегание в линейных депрессиях среди более древних пород. Для пироксеновых гнейсов, по крайней мере для их части, предполагается происхождение за счет вулканогенных образований (33). Повышенная степень метаморфизма названных пород свидетельствует о вероятности их глубокого погружения в период развития прогибов, заполнявшихся осадками, возможно, с общим повышением интенсивности теплового потока.

Калий-аргоновый возраст плагиогранитов и метаморфических минералов парагнейсов колеблется от 1750 до 1850 млн. лет со средним значением — 1820 ± 110 млн. лет (см. рис. 3). Эти значения отражают время главной фазы среднепротерозойского тектоно-магматического цикла, причем метаморфизм проявлялся только в областях прогибания. Породы не несут признаков повторного метаморфизма. Гнейсы и габбро-нориты раннепротерозойского времени затронуты среднепротерозойским метаморфизмом лишь в единичных случаях.

Главным типом наложенных процессов, проявлявшихся в среднем протерозое, являлся кремниево-калиевый метасоматоз. В зависимости от состава субстрата возникали различные гибридные породы — гранито-гнейсы по биотитовым гнейсам, чарнокиты — по габбро-норитам (11, 3). При максимальном развитии метасоматоза возникали метасоматические, возможно, частично анатектические микроклиновые граниты.

Возрасты гранито-гнейсов и чарнокитов колеблются в зависимости от интенсивности метасоматоза между возрастом исходного субстрата (1900—2000 млн. лет) и временем максимума развития метасоматоза (1650—1700 млн. лет). Последнему отвечают значения возраста микроклиновых гранитов (см. рис. 3), составляющие 1680 ± 35 млн. лет. Это указывает на практически одноэтапное образование соответствующих пород в конце среднепротерозойского цикла развития фундамента. Таким образом, в составе кристаллического фундамента выделяются три главных комплекса метаморфизованных пород — два раннепротерозойских и среднепротерозойский. По радиологическим датировкам эти комплексы могут быть сопоставлены с выделенными А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (28) саамским, беломорским и карельским комплексами Балтийского щита. Они различаются как по первичному составу и распространению давших им начало осадков, так и по времени и степени метаморфизма. Примечательно, что породы, метаморфизованные позднее, нередко принадлежат к более высоким ступеням метаморфизма. Цикл развития каждого комплекса включал последовательно прогибание территории, накопление осадков, метаморфизм и интрузивный магматизм. Завершался каждый цикл поднятием, глубокой эрозией, перестройкой структурного плана территории. Тектонические движения в конце среднепротерозойского цикла были связаны с локальными повышениями значений теплового потока, обусловившими более интенсивный метаморфизм, с поднятием глубинных флюидов, послуживших агентами метасоматоза.

Главный вывод, который можно сделать из анализа соотношения геологических и геохронологических данных по беломорскому и карельскому комплексам метаморфизованных пород фундамента, — это заключение, что указанные комплексы представляют собой самостоятельные стратиграфические единицы и что радиологические определения времени их метаморфизма дают возраст кульминаций тектоно-магматических циклов. Возрасты пород беломорского и карельского комплексов не являются ни «омоложенными», ни «наложенными», а отражают время образования этих пород — соответственно ранний и средний протерозой.

В конце среднепротерозойского времени в отдельных, преимущественно периферических, участках Русской платформы, особенно в приразломных зонах, имело место накопление осадочных или осадочно-вулканогенных толщ. На них наложен метаморфизм стадии зеленых сланцев. К числу таких образований в изученном районе принадлежат слюдистые кварциты Чекана с возрастом около 1750 млн. лет.

Позднепротерозойское (рифейское) время на востоке Русской платформы характеризуется ослаблением эндогенной активности. Начиная с возрастного рубежа 1600 млн. лет, в

погруженных регионах отлагаются мощные толщи песчано-глинистых и карбонатных пород, практически не подвергавшихся метаморфизму. Из магмопроявлений фиксируются только внедрения гипабиссальных интрузий габбро-диабазов типично платформенной трапповой формации (21, 5, 12).

Таким образом, конец среднего протерозоя характеризуется резким изменением всего геолого-тектонического режима. Радикально меняются тип тектонических движений и масштаб их пространственно-о развития, состав, тип и территориальное размещение магматических образований, характер метаморфизма. Главное изменение состоит в полном завершении глубинного регионального метаморфизма, прекращении гранитизации и вообще щелочного метасоматоза, в замене складчатых движений на глыбовые радиальные смещения с расчленением тела платформы на блоки, испытывавшие в дальнейшем вертикальные движения разных знаков.

В составе пород фундамента не выявлено образований, связанных с региональными процессами седиментации или метаморфизма, происходившими позже времени 1600 млн. лет. Многочисленные геохронологические и геолого-петрографические данные свидетельствуют о том, что полученные для некоторых пород фундамента значения возраста, лежащие в интервале 1500—900 млн. лет, практически все без исключения относятся к более древним (дорифейским) образованиям, подвергшимся изменению под действием локального метаморфизма в зонах глубинных разломов. Петрографическое изучение подобных омоложенных пород показало, что все они имеют признаки изменений, возникших в результате тектонических перемещений по разломам, воздействия гидротерм или контактового действия диабазов (29, 30). Самостоятельные литологических типов первично осадочных метаморфических пород, имеющих позднепротерозойский возраст, в Волго-Уральской области пока не обнаружено.

Возрастные значения измененных пород фундамента группируются около 1600, 1350 ± 50 и 1100 ± 50 млн. лет (рис. 3 и 4). Они датируют периоды активизации тектонических движений по разломам и связанных с ними магмопроявлений соответственно на рубежах раннего, среднего и позднего рифея и хорошо коррелируются с выделенными ранее (12) этапами траппового магматизма.

Омоложение консолидированных пород фундамента в результате позднейших движений по разломам известно и в других регионах развития нижнего докембрия. В докембрии Украины движения позднепротерозойского цикла рассматриваются Э. А. Ярощуком (34) в качестве самостоятельного «разломного» этапа истории геологического развития Среднего и Нижнего Побужья. В этом районе молодые тектонические движения датируются по пониженным возрастам как монаци-

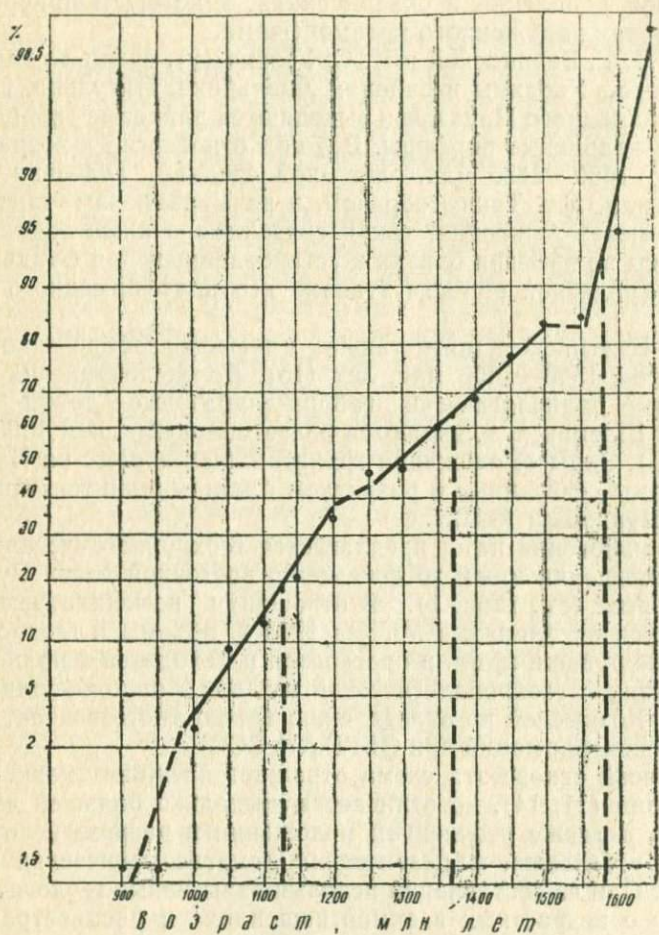


Рис. 4. Кумулятивная кривая распределения возрастов габбро-диабазов и пород, гипогенно измененных в зонах тектонических нарушений.

тов по урано-ториево-свинцовому методу, так и биотитов — по калий-аргоновому. Устанавливаются две основных группы омоложенных значений — около 1650 и около 1400 млн. лет и намечается третья — около 1100—1200 млн. лет. Омоложение возрастных значений Э. А. Ярошук связывает с формированием зон дробления и окварцевания, к которым приурочены проявления наложенного метаморфизма.

По Л. Г. Бернадской и И. С. Усенко (2), среди докембрийских пород Украины в районах Хмельника, Ингульца, Саксагани и западного Приазовья выделяются дайковые габбро-диабазы и кварцевые порфиры. Все они относятся к возрастной группе 1460—1125 млн. лет при среднем значении 1320 ± 110 млн. лет. Таким образом, и на Украинском щите как «разломные» движения, так и связанные с ними эндогенные процессы во времени близки к установленным для фундамента Волго-Уральской области этапам его платформенного развития.

На Балтийском щите также имеются габбро-диабазы с возрастом 1500—1600 млн. лет (15). Более поздние не датированные радиологически габбро-диабазовые дайки секут ютний Швеции, т. е. являются более молодыми, чем 1300 млн. лет (26). Зоны омоложения гранитоидных пород на Балтийском щите, связанные с развитием бластомилонитов, описаны К. А. Шуркиным (32).

В заключение нами предлагается геохронологическая схема расчленения нижнего докембрия восточной части Русской платформы (см. табл. 1). В отношении номенклатуры она опирается на принятые МСК в 1963 г. объемы и геохронологические рубежи архея и протерозоя и находится в полном соответствии с геохронологической шкалой, опубликованной в 1964 г. Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГГ АН СССР.

В своей основе эта схема отражает прежние наши представления (11, 14), но отличается несколько большей детальностью, а также уточнением положения в разрезе некоторых суперкрупных, магматических и метасоматических комплексов. При ее составлении использованы новые геологические данные о возрастных взаимоотношениях и распространении различных групп пород, новые радиологические датировки, а также сопоставления с разрезами нижнего докембрия других регионов Русской платформы.

В рассматриваемой схеме отдельно выделены суперкрупные образования, ныне представленные метаморфическими толщами, а также интрузивные и метасоматические комплексы.

Суперкрупные образования подразделяются на три группы, различающиеся по составу и возрасту. Первая, наиболее древняя, включает породы основного состава, вероятно,

производные от магматогенных образований габброидного ряда. Сюда, возможно, входят некоторые эклогиты, «норито-подобные» породы, кристаллические сланцы основного состава. К архею эти образования отнесены совершенно условно — за отсутствием радиологических данных и по аналогии с архейскими породами Украины.

Вторая группа включает наиболее распространенные породы, преимущественно биотит-плагноклазовые гнейсы кислого состава, иногда с роговой обманкой или пироксенами, представляющие собой, видимо, продукты метаморфизма регионально выдержанных пелито-кварцевых осадочных пород большой мощности.

Третья группа характеризуется преобладанием метаосадочных пород, отличающихся то повышенными содержаниями окислов алюминия и железа, то, напротив, преимущественно кварцево-глинистым составом. Сюда относятся глиноземистые гнейсы («парагнейсы»), кварциты, сланцы, возникшие, очевидно, в результате переотложения и позднейшего метаморфизма материала более древних пород, прошедшего стадию выветривания. Эти образования являются наиболее молодыми по радиологическому возрасту и относятся к среднему протерозою.

Эволюция магматических пород в общем соответствует их возрастной последовательности: к наиболее древним относятся ультрабазиты и анортозиты (к сожалению, не датированные радиологически); главному нижнепротерозойскому циклу магматизма и метаморфизма соответствуют основные породы (габбро-нориты, ортоамфиболиты), и, наконец, с завершающим развитие фундамента среднепротерозойским циклом связано возникновение плагногранитов и гранодиоритов, а также метасоматоз с образованием гранито-гнейсов, чарнокитов и микроклиновых гранитов.

Для сравнения в схеме приведены также данные по нижней части верхнего докембрия — нижнему и среднему рифею.

Распределение разновозрастных образований нижнего докембрия в пространстве в пределах восточной части Русской платформы иллюстрирует рис. 5. Отмечается их чередование по типу сложной мозаики. Фрагменты наиболее древних пород связаны с зонами тектонического сопряжения крупных блоков в основном широтного простирания. Нижнепротерозойские породы нередко располагаются в центральных частях сводов (например, плагнограниты и биотитовые гнейсы Нурлатской и Ромашкинской площадей). К краевым частям выступов фундамента тяготеют метасоматически измененные (гранитизированные в среднем протерозое) породы. В пределах Татарского и Жигулевского выступов среднепротерозойские образования приурочены в основном к северо-восточным

ограничениям выступов, смежным с крупными зонами погружения фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
2. Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины. — «Геохронология докембрия Украины». Киев, Изд. «Наукова думка», 1965.
3. Богданова С. В. Петрография и структура кристаллического фундамента Куйбышевского Заволжья. Автореферат диссертации. М., 1966.
4. Варданянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы (масштаб 1:2 500 000). Л., Госгеолтехиздат, 1964.
5. Веселовская М. М., Иванова З. П., Кирсанов В. В., Хмелева Е. Н. Трапповый магматизм верхнего протерозоя и нижнего палеозоя на Русской платформе. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 7. М., «Наука», 1964.
6. Виноградов А. П., Тугаринов А. Н., Кнорре К. Г., Бибилова Е. В., Лебедев В. И. О возрасте кристаллического фундамента Русской платформы. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.
7. Гаррис М. А. Первые результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста горных пород восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Тр. VI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1960.
8. Гаррис М. А., Постников Д. В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и мезогеосинклинальной области Урала. — «Геохронология докембрия». М., «Наука», 1970.
9. Гаррис М. А. О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. — «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1961.
10. Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М., Полевая Н. И., Семихатов М. А. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
11. Гаррис М. А., Лапинская Т. А., Ситдилов Б. С., Соловьева Н. Н. Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1966.
12. Гаррис М. А., Постников Д. В. и др. О возрасте габбронидов Волго-Уральской области. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». Тр. XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1967.
13. Гаррис М. А., Постников Д. В., Орлов Л. И. и др. Результаты изучения разреза и керна по опорной скважине № 2000 (р-н г. Туймазы). — «Глубинное строение Урала». М., «Наука», 1968.
14. Гаррис М. А., Постников Д. В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы (Волго-Уральская область). — Тр. XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1970.
15. Герлинг Э. К., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии. — «Абсолютный возраст докембрийских пород СССР». Л., «Наука», 1965.

16. Семененко Н. П. (ред.). Геохронология докембрия Украины. Киев, Изд. «Наукова думка», 1965.
17. Доброхотов М. Н. Схема стратиграфии докембрия Украинско-го щита. — «Советская геология», 1967, № 6.
18. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Новые данные о возрасте нижних свит нижнебавлинской серии Волго-Уральской области. — «Геохимия», 1967, № 4.
19. Краснобаев А. А. Альфа-свинцовый метод и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. — «Минералы изверженных горных пород и руд Урала». М., «Наука», 1967.
20. Кратц К. О., Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. В. Геохронология докембрия Балтийского щита. — «Геология докембрия». Л., «Наука», 1968.
21. Лапинская Т. А., Князев В. С. О породах диабазовой формации северо-запада Башкирии. — Тр. МИНХ и ГП, вып. 27. М., Гостоптехиздат, 1960.
22. Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтегазозной области и их распространенность. — Тр. МИНХ и ГП, вып. 38. М., Гостоптехиздат, 1962.
23. Лапинская Т. А., Журавлев Е. Г. Погребенная кора выветривания фундамента Волго-Уральской газонефтеносной провинции и ее геологическое значение. М., «Недра», 1966.
24. Лапинская Т. А. Кристаллический фундамент. — «Геология СССР», т. 11, Поволжье и Прикамье, ч. 1. М., «Недра», 1967.
25. Лапинская Т. А., Богданова С. В. Об основных породах фундамента Волго-Уральской области в связи с определением их абсолютного возраста. — «Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1967.
26. Магнуссон Н. Г. Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. — Тр. XXI сессии МГК, вып. 1, 1963.
27. Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. Принципы расчленения и корреляции докембрия Восточной Сибири. — «Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления». Л., «Наука», 1968.
28. Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — «Вопросы геохронологии и геологии». Тр. ЛАГЕД, вып. 12, 1961.
29. Постников Д. В. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. — ДАН СССР, т. 172, № 5, 1967.
30. Постников Д. В., Удовиченко Э. М. Анатектиты и метасоматиты в составе отложений докембрия северных районов Русской платформы. — ДАН СССР, т. 184, № 3, 1969.
31. Ситдинов Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, Изд. Каз. гос. ун-та, 1968.
32. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
33. Яковлев Б. Г. Региональный метаморфизм и вопросы геологического развития кристаллического фундамента Татарии. Автореферат диссертации. Казань, 1967.
34. Ярошук Э. А. Докембрий нижнего Побужья. — «Геохронология докембрия Украины». Киев, Изд. «Наукова думка», 1965.
35. Harland W. B. (ed.). The Phanerozoic Time-Scale (a symposium dedicated to prof. A. Holmes). Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 120 s (supplement), 1964.

М. А. ГАРРИС

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА

При выделении тектоно-магматических циклов и этапов, определивших послерифейскую геологическую структуру Урала, мы исходим, в соответствии с общей теорией неотектонического развития геосинклинальных областей, из того, что завершающие этапы каждого цикла фиксируются кульминациями интрузивного гранитоидного магматизма, а также регионального и регионально-контактового метаморфизма. Подобные кульминации хорошо выявляются, естественно, лишь на большом фактическом материале, особенно при обработке его методами математической статистики.

Проведение рубежей между тектоно-магмато-метаморфическими циклами и их датирование требуют разностороннего сопоставления геохронологических данных с геологическими (стратиграфическими, петрографическими, тектоническими и др.). В качестве образований, датирующих конечные проявления эндогенных процессов того или иного цикла, нами использовались позднемагматические жильные тела и продукты трейзенизации. Их возраст обычно очень хорошо сопрягается (как более древний) с возрастом эффузивов базальтоидного ряда, характеризующих начальные этапы развития следующего цикла.

Совокупность накопленных геолого-радиологических данных позволяет нам считать, что в послерифейской истории Урала должны быть выделены три цикла геосинклинального развития — байкальский, каледонский и герцинский. Они подразделяются на ряд этапов, эпох и фаз (табл. 1). На фоне этой тектоно-магматической периодичности выделяются металлотенические эпохи, которым подчинено формирование эндогенных рудных месторождений Урала (2).

Геохронологическая схема периодичности эндогенных процессов венда-палеозоя Урала и ее сопоставление со схемой планетарных тектонических циклов и эпох

Млн. лет	Уральская схема (тектогенез, магматизм, метаморфизм)*					Планетарная схема (Пронин, 1969, 1969 а)				
	мегациклы	циклы	этапы	эпохи	фазы и их возраст	тектон. циклы	тектон. эпохи	геологический возраст эпох		
230	Вендско-палеозойский	Герцинский	Раннемезозойский	T_1	Пермская (заальская) (240—250) Уральская (~270) Предсреднекаменноугольная (астурийская, вторая магнитогорская) (290—300) Предсредневизейская (~320) Предверхнетурнейская (гумбейская) (330) Колтубанская Предсреднедевонская (тагильская, североуральская) (~370)	Герцинский	Позднегерцинская	Раннетриасовая и предтриасовая		
250				P_2					Уральская	Предпермская
270			Позднегерцинский	P_1			Судетская	Предсреднекарбоновая		
300				Среднегерцинский						
330			Раннегерцинский				$C_1^{v_2-p}$	Бретонская	Предкарбоновая	
							$C_1^{t_2-v_1}$			
370—380							$D_3^f-C_1^{t_1}$			
	$D_2^{qv}-D_3^{fr}$									
			D_2^e							

Млн. лет	Уральская схема (тектогенез, магматизм, метаморфизм)*				Планетарная схема (Пронин, 1969, 1969а)					
	мегациклы	циклы	этапы	эпохи	фазы и их возраст	тектон. циклы	тектон. эпохи	геологический возраст эпох		
~ 420	Вендско-палеозойский	Каледонский	Позднекаледонский	S_2-D_1	Предверхнесилурийская (арденская, салатимская) (420?)	Каледонский	Позднекаледонская	Раннедевонская и преддевонская		
~ 450			Среднекаледонский	O_2-S_1					Предсреднеордовикская (~ 450)	Таконская
~ 470			Раннекаледонский	O_1	Салаирская					
520—530				St_3						
~ 600	Байкальский	Байкальский	Позднебайкальский	St_1-St_2	Предверхнекембрийская (520—530)			Предкембрийская		
670—680			Раннебайкальский	V_2	Предашинская (~ 600)					
				V_1	Преддукская (~ 680)					
1600 ± 50	Рифей**			R		Байкальский	Липалийская			

* Первый вариант Уральской геохронологической схемы опубликован в 1968 г. (Гаррис, 1968). В данной схеме (графы 1, 6) возрастные границы несколько уточнены.

** Эпохи и фазы эндогенных процессов, имевшие место в рифее, на данной схеме не показаны.

Со времени первого датирования границ упомянутых трех циклов тектогенеза, магматизма и метаморфизма (1) возрасты некоторых рубежей на основании новых данных были уточнены. Байкальский цикл выделяется нами в границах от 680 до 520 млн. лет, каледонский — от 520 до 370 млн. лет и герцинский — от 370 до 240 млн. лет (см. табл. 1). Естественно, что допускается флюктуация соответствующих возрастных значений в пределах 3%.

Для «перевода» радиологических датировок на язык геологических возрастов ниже приводится сопоставление единой и региональной геохронологических шкал палеозоя (табл. 2). Байкальский цикл охватывает венд и большую часть кембрия (вероятно, нижний и средний кембрий); каледонский — конец кембрия, ордовик, силур и нижний девон; герцинский — средний и верхний девон, карбон и пермь. Указанные границы тектоно-магматических циклов, естественно, могут рассматриваться на данной стадии изученности как приближенные. Они определены по совокупности полученных для Урала многочисленных геохронологических данных в сопоставлении их с данными о геологическом положении (стратиграфической позиции) магматических тел, региональных и локальных переывов и несогласий, метаморфических образований и др.

Переходя к обоснованию самостоятельности названных циклов послерифейского геологического развития Урала, необходимо отметить, что радиологические данные позволяют датировать непосредственно в основном только проявления магматизма и метаморфизма. Что касается процессов тектогенеза, то выяснение их возраста, как показано в первой статье данного сборника, носит не прямой, а косвенный характер. Для дизъюнктивных структур типа глубинных разломов время их заложения или подновления (активизации) может быть определено по возрасту различного рода магматических внедрений, гидротермальных новообразований или локального метаморфизма. Время развития процессов складчатости может оцениваться по возрасту продуктов сопровождающих эти процессы дислокационного метаморфизма и синтектонического (синкинематического) магматизма.

Естественно, что кульминации этих процессов, характеризующие те или иные эпохи (или фазы) геологической истории, для разных районов и структурных зон такой крупной территории, как Урал, являются несколько субсинхронными, «размазанными» во времени. Однако нередко длительность развития геологически однозначных событий (например, внедрения синкинематических интрузий) перекрывается флюктуациями значений возраста, связанными с погрешностью определений и различной степенью измененности каменного материала. По этой причине в принятии возрастных границ циклов, этапов и эпох и возраста фаз (см. табл. 1), естественно,

Таблица 2

Сопоставление единой и региональной геохронологических шкал

Периоды	Индексы	Возраст границ, млн. лет		
		единая шкала 1964 г. (Афанасьев и др.)	региональная шкала Урала 1967 г. (Гар- рис и др.)	рекомендуе- мый проект шкалы (Афанасьев, 1968)
Триас	T	240 ± 10	230	230 ± 10
Пермь	P ₂	285 ± 10	250	285 ± 10
	P ₁		270	
Карбон	C ₃	от 340 до 360	285	350 ± 10
	C ₂		300	
	C ₁		340	
Девон	D ₃	410 ± 10	370	410 ± 10
	D ₂		400	
	D ₁		440	
Силур	S	440 ± 15	440	440 ± 10
Ордовик	O	500 ± 25	480	500 ± 15
Кембрий	C _m	570	560 ± 10	570 ± 15

содержатся элементы условности, без чего не обходится ни одна схема, обнимающая крупные отрезки времени и большие территории.

Байкальский тектоно-магматический цикл проявился на широкой территории Тимана, Урала и Мугоджар. После длительного (около 1 млрд. лет) рифейского эволюционного мегацикла развития (3) в начале венда после формирования глубинных разломов (ультрабазиты, основные эффузивы) заложилась первая геосинклинальная зона уральского или близкого к нему простирания. Сформировавшаяся в конце кембрия байкальская складчатая зона в настоящее время расчленена на отдельные блоки и значительно переработана.

Впервые байкальская складчатость, как известно, была установлена в 1932 г. Н. С. Шатским (14) на материалах

Восточной Сибири. В те годы в относительной геохронологической шкале еще не существовали рифей и венд, и время становления байкальской складчатости рассматривалось как конец протерозоя — начало кембрия. Позднее Г. Штилле (17) на материалах Западной Европы предложил выделить ассинтскую складчатость, завершение которой он относил к концу позднего докембрия (прежнего альгонкия). С ассинтской складчатостью названный автор связывал образование тиманид.

После выделения рифея и венда и привлечения к решению разнообразных стратиграфических и тектонических задач радиологических методов датирования выяснилось, что начало и завершение байкальского и ассинтского тектонических циклов во времени не совпадают.

Не вдаваясь в полный анализ затронутого вопроса, что выходит за пределы наших задач, коснемся все же современных представлений о возрастных границах и развитии байкалид на Урале.

На тектонической карте Евразии (18) наряду с областями байкальской складчатости показаны области распространения сатпурид (Индия), возрастные пределы которых принимаются в интервале от 1500 до 900 млн. лет. Ассинтиды авторами данной карты не выделяются. Байкалиды в соответствии с тектонической картой СССР (15) в пределах европейской части Союза отмечены на Тимане, Канине, Рыбачьем и Кильдине.

А. А. Пронин, признавая в истории тектонического развития Урала «байкальский геотектонический мегацикл», включает в него весь рифей. По А. А. Пронину, байкальский мегацикл подразделяется на три цикла (бурзянский, юрматинский и каратауский) геосинклинального характера; автор «завершает» эти циклы соответственно бакальской, авзянской и миньярской складчатостью (7). В более поздней сводной работе по тектоническим циклам палеозоя А. А. Пронин выделяет позднебайкальскую складчатость в границах от конца рифея до начала кембрия и считает ее приблизительно соответствующей «последней на Урале миньярской фазе складчатости» (9). На следующей странице той же книги автор, однако, отмечает, что «стратотипический разрез рифея Башкирского поднятия на Урале не позволяет сделать выводов о проявлении здесь позднебайкальской складчатости».

Таким образом, тот отрезок времени (от 670—680 до 520—530 млн. лет, т. е. около 150 млн. лет), которым ограничивается в нашем понимании весь байкальский тектонический цикл, по А. А. Пронину, относится к позднебайкальской (липальской) тектонической эпохе (8). Сопоставление нашей схемы по Уралу с глобальной схемой А. А. Пронина иллюстрирует табл. 1.

Байкальский тектонический цикл развития Урала по лет-

рологическим, геохимическим и металлогеническим особенностям связанного с ним магматизма и по пространственным закономерностям развития складчатых структур отличается большим своеобразием и не может быть объединен с каледонским тектоническим циклом. Именно с байкальской складчатостью Н. С. Шатский связывал существование на Урале длительного предордовикского перерыва. По этой именно причине, по нашему мнению, на Урале (кроме, быть может, отдельных небольших, в том числе самых северных районов) отсутствуют неметаморфизованные кембрийские морские отложения, вопрос о которых уже ряд лет является предметом горячей дискуссии.

Проявления байкальского метаморфизма и магматизма выделяются нами начиная с 1960 г. (6, 1). В настоящее время количество геохронологических материалов по байкальским кристаллическим образованиям значительно увеличилось и составляет около 150 датировок. Вместе с тем для такой огромной территории, как Урал, Тиман и Мугоджары, этого явно недостаточно для полного раскрытия байкальской истории формирования названных регионов.

Рубежами байкальского цикла, как указывалось, являются интервалы времени 670—680 и 520—530 млн. лет (см. табл. 1). Верхняя возрастная граница намечена приблизительно. «Снизу» она обосновывается возрастом байкальских синорогенных гранитоидов и связанных с ними метасоматитов (около 520—530 млн. лет), «сверху» же (начало каледонского цикла) ясные реперы еще не найдены. Орогенная стадия этого цикла, возможно, продолжалась и в позднем кембрии. В таком случае граница с каледонским циклом приблизится к 500 млн. лет. Однозначное решение этого вопроса требует уточнения на большом фактическом материале времени завершения становления синтектонических гранитоидов байкальской гранитной формации и начала становления более молодой ультрабазитовой формации. Последний вопрос пока не совсем ясен, что связано с трудностями датирования ультраосновных интрузий и основных эффузивов.

Внутри байкальского цикла, по стратиграфо-радиологическим данным, намечается возрастная рубез около 600 млн. лет, позволяющий подразделить его на ранне- и позднебайкальский этапы. Этот рубез близок к нижней границе ашинской серии. Наибольшее число известных нам определений характеризует позднебайкальский этап.

Таким образом, байкальский цикл на Урале (исключая его миогеосинклиналию область с дорифейским кристаллическим фундаментом) следует рассматривать как первый цикл геосинклиналию развития, завершившийся интенсивной складчатостью, магмато-метаморфической консолидацией и последующими орогеническими поднятиями.

Самостоятельность каледонского тектоно-магматического цикла геологической истории Урала, его границы и внутренняя периодичность (этапность) также являются предметом дискуссии.

Впервые на Урале проявления каледонской складчатости установил А. В. Хабаков (13). И. Д. Соболев (12) в сквозном ордовикско-пермском тектоно-магматическом цикле выделяет 5 фаз каледонских «складчатых движений», обнимающих время от ордовика до намюра включительно. В. М. Сергиевский (10) ордовикско-триасовый цикл подразделяет на 5 этапов (стадий) развития, причем в первую стадию включает время от ордовика до начала среднего девона, во вторую — от среднего девона до начала карбона и т. д. Д. С. Штейнберг (16), рассматривая общий каледоно-варисский, тектоно-магматический цикл, иногда обособляет каледонский, начиная его с ордовика. Каледонскую складчатость на Урале выделяет Д. В. Наливкин (5), подчеркивая при этом, что к числу доказательств ее проявления следует относить не только наличие соответствующих перерывов и угловых несогласий, но и развитие интрузий.

Наиболее последовательно доказательства в пользу обособленности на Урале каледонского цикла приводятся А. А. Прониным (7, 8). Им учитываются как стратиграфические и тектонические, так и петрологические, историко-геологические и даже геохронологические данные. Салаирскую фазу тектогенеза, в отличие от Н. С. Шатского, А. А. Пронин включает в каледонский цикл и считает ее начальной фазой этого цикла. Проявлениям таконских тектонических движений А. А. Пронин отводит значение местных, а наиболее интенсивной считает позднекаледонскую складчатость, признавая за ней характер эвгеосинклинальной. Граница с герцинским циклом им принимается в начале среднего девона. Автор отводит каледонской складчатости в формировании современной структуры Урала даже большую роль, чем складчатости герцинской.

Совокупность геологических и радиологических данных, по нашему мнению, позволяет с несомненностью выделять каледонский цикл геологической истории Урала в качестве самостоятельного цикла тектогенеза, магматизма и метаморфизма, с которым связано становление, если не повсеместно, то в отдельных крупных участках эвгеосинклинальной зоны Урала собственного структурного этажа, а в миеосинклинальной зоне — отдельных интрузивных тел и блоков с развитием метаморфических образований (главным образом вблизи активизировавшихся структурных швов).

Возрастные границы каледонского цикла (см. таблицы 1 и 3) датируются нами в пределах от 520—530 до 370—380 млн. лет, что приблизительно соответствует границам среднего кембрия с поздним и раннего девона со средним. Для различных

районов Урала флюктуации возраста границ могут составлять величину порядка ± 10 млн. лет.

Каледонский цикл нами подразделяется на три этапа — ранний, средний и поздний; причем позднекаледонский этап магматизма и метаморфизма в региональном отношении является самым значительным. Раннекаледонский этап приблизительно соответствует позднему кембрию и раннему ордовика, среднекаледонский — позднему ордовика и раннему силуру, а позднекаледонский — позднему силуру и раннему девону. Внутренние возрастные границы каледонского цикла, отделяющие среднекаледонский этап, близки к 450 и 420 млн. лет (см. табл. 1).

Раннекаледонский этап в связи с ограниченным распространением на Урале нижнего палеозоя изучен еще очень слабо. «Нижняя» его граница намечена в определенной степени условно, поскольку еще не совсем ясно, что представляет собой в историко-геологическом смысле позднекембрийско-раннеордовикский отрезок времени — заключительную ли эпоху байкальского цикла (орогенная стадия), либо подготовительную эпоху каледонского цикла. Учитывая характер отложений (кварцито-песчаники, конгломераты, вулканиты), нам кажется, что более правильно начало каледонского цикла развития Урала полагать с ордовика, а на Полярном Урале и Пай-Хое — с позднего кембрия (4). В более южных районах Урала позднекембрийское время скорее всего можно рассматривать как эпоху послесалаирских поднятий и преобладания процессов денудации. Именно в таком смысле начало каледонского цикла А. А. Пронин (8) связывает с предордовикскими или раннеордовикскими движениями.

В течение каледонского цикла развития Урала, по геохронологическим данным, выделяются три эпохи проявления интрузивного магматизма и регионального, регионально-контактового и гидротермального метаморфизма¹. Если эти кульминации эндогенных процессов сопоставить с тектоническими фазами, выделенными на Урале в разное время разными авторами, а именно с предсреднеордовикской, предверхнесилурийской (арденнской, салатимской) и предсреднедевонской (тагильской, североуральской) фазами (см. табл. 1), то оказывается, что эти фазы играют роль рубежей, разделяющих каледонский цикл на отдельные этапы. Следует только оговориться, что длительность проявления и хроно-стратиграфическая позиция этих и других выделяемых по угловым или стратиграфическим несогласиям тектонических фаз в различных районах Уральской геосинклинальной области несколько различны. Для каждого данного района тектонические фазы пред-

¹ См. статью М. А. Гаррис и Л. С. Лозовой в данном сборнике.

ставляются довольно кратковременными событиями, однако необходимо учитывать, что во всеуральском масштабе для различных структурно-тектонических зон они являются несколько асинхронными, «мигрирующими» во времени и в пространстве. По этой причине, строго говоря, выделять во всеуральском масштабе кратковременные тектонические фазы следует с большой осторожностью. Правильнее, как нам кажется, для каждой тектонической зоны исходить из конкретной геологической обстановки, а в качестве всеуральских выделять более крупные подразделения — тектонические эпохи, которые могут объединять по несколько сближенных во времени тектонических фаз. Для тектонических эпох, в отличие от тектонических фаз (в нашем понимании), является характерным, кроме структурных признаков (различного рода несогласий), проявление интрузивного магматизма и дислокационного метаморфизма. Выделяя по геохронологическим данным именно такие тектонические эпохи, мы вместе с тем привели в табл. 1 также и названия фигурирующих в литературе тектонических фаз, чтобы показать хотя бы приближенно их возраст.

Граница каледонского цикла с герцинским принимается нами на рубеже 370—380 млн. лет, т. е. примерно по границе нижнего и среднего девона. К этому рубежу приурочены интрузии гранитоидов, метаморфизм, перерывы и угловые несогласия. Для последних в различных структурно-фациальных зонах Урала наблюдается некоторое возрастное скольжение. В антиклинорных зонах положение перерывов стратиграфически более низкое (в них орогенические движения проявились раньше), в синклинорных — более высокое. Так, в восточной зоне распространения позднекаледонских гранитоидных массивов (Марининский, Надеждинский, Милютинский, Городищенский и др.) на поверхности некоторых из них (Марининско-Андреевская интрузия) трансгрессивно залегают неметаморфизованные морские отложения эйфеля (11) с галькой гранитоидов в основании. В Магнитогорском же мегасинклинории этот перерыв располагается между эйфелем и живетом, а несогласие выражено значительно слабее. Местами, возможно, скольжение перерыва достигало границы франкского и фаменского ярусов (Колтубанская тектоническая фаза); однако при определении положения рубежа между тектоническими циклами мы считали наиболее правильным исходить из возраста завершающих каледонский цикл гранитоидов (около 380 млн. лет) и наиболее древних базальных отложений герцинского цикла (эйфель).

Герцинский тектоно-магматический цикл подразделяется нами на три этапа (ранний, средний и поздний) с внутренними границами около 300 и 330 млн. лет (см. табл. 1). Границы между ними определены по соотношению датированных ин-

трузивных фаз и палеонтологически охарактеризованных отложений верхнего палеозоя.

Верхняя возрастная граница герцинского цикла датируется нами в известной мере условно в 230 млн. лет (граница перми и триаса по региональной геохронологической шкале). Еще не совсем ясно, когда закончилась орогенная стадия герцинского цикла — в поздней перми или в раннем триасе. К тому же отложения названных стратиграфических подразделений в Уральском регионе обычно трудно отчленяются друг от друга. Однако, поскольку при геохронологическом изучении липарито-базальтовых серий Зауралья были получены триасовые датировки, имеются основания полагать, что именно в триаса вдоль разломов, ограничивающих восточный склон Урала, началось опускание и формирование Зауральской эпигерцинской платформы (новый мезо-кайнозойский тектономагматический цикл развития). Рассматривая проявившиеся в Уральском регионе тектономагматические циклы в сопоставлении, следует подчеркнуть, как упоминалось выше, что начало и завершение геологических процессов, относящихся к одному и тому же циклу тектогенеза, магматизма и метаморфизма, в разных тектонических зонах и областях этого региона могли быть не вполне синхроничными. Это обстоятельство, порождая частные споры, не меняет определяющего значения для геологического строения и геосинклинальной истории Урала байкальского, каледонского и герцинского циклов. Интересно, что все три цикла по продолжительности почти равноценны (150—160 млн. лет), но каждый из них обладает своими неповторимыми особенностями, отраженными в характере осадочных, магматических, метаморфических и рудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
2. Гаррис М. А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования). — МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол., Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.
3. Гаррис М. А., Постников Д. В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы (Волго-Уральская область). — Тр. XV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1970.
4. Иванова А. М. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. Автореферат диссертации. Л., 1958.
5. Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962.
6. Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.
7. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., «Наука», 1965.

8. Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
 9. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
 10. Сергиевский В. М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
 11. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. О возрасте гранитных интрузий Урала. — ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.
 12. Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
 13. Хабаров А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. — Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 64, № 1, 1935.
 14. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3—4, 1932.
 15. Шатский Н. С., Богданов А. А. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран (масштаб 1 : 5 000 000). М., 1957.
 16. Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1964.
 17. Штилле Г. Избранные труды. М., Изд. «Мир», 1944.
 18. Яншин А. Л. (ред.) Тектоническая карта Евразии (масштаб 1:5 000 000). М., 1966.
-

М. А. ГАРРИС

БАЙКАЛЬСКИЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ НА УРАЛЕ И В МУГОДЖАРАХ

Байкальские магматические и метаморфические образования установлены во многих районах Урала и Мугоджар благодаря изотопно-геохронологическим исследованиям, проводившимся в лабораториях ИГ БФАН СССР, ИГ Коми ФАН СССР (с проведением анализов в лабораториях ИГЕМ АН СССР, РИАН СССР и Даг ФАН СССР), ИГЕМ АН СССР, ИГГД и ГЕОХИ АН СССР (по материалам МГУ), ВСЕГЕИ и КазИМС. Значительная часть этих материалов рассеяна в различных статьях; другая часть еще не опубликована. В связи с дискуссионностью вопросов о выделении на Урале и в Мугоджарах байкальского тектоно-магматического цикла и о его возрастных границах (см. предыдущую статью данного сборника) представляет интерес хотя бы в схематичном виде рассмотреть накопленные за последние годы геохронологические данные.

Подавляющее большинство байкальских датировок получено калий-аргоновым методом и небольшое — рубидий-стронциевым и альфа-свинцовым методами. Исследовались по мономинеральным и валовым пробам габброиды, гранитоиды, сиениты, жильные породы (в том числе пегматиты), кислые эффузивы, слюды и амфиболы, наложенные на ультрабазиты и эклогиты, а также метаморфические породы — амфиболиты, гнейсы, сланцы, кварциты, филлиты и различные метасоматиты.

Учитывая то обстоятельство, что принадлежность к байкальскому циклу наиболее распространенных магматических и метаморфических образований Тимана у большинства исследователей не вызывает сомнения (байкалиды и тиманиды являются, по существу, синонимами), начнем нашу геохронологическую характеристику байкальского цикла именно с Тимана.

Этот регион исследовался в интересующих нас направлениях Д. П. Сердюченко (21), А. А. Полкановым и Ю. П. Ивенсеном (6), Ю. Д. Смирновым (22), В. А. Разницыным (20) и др.

По Ю. П. Ивенсену, геологический возраст интрузивных пород Тимана и Канина п-ва, более древних, чем платформенный чехол, определяется следующим. Наиболее древние — жильные габброиды Канина и Северного Тимана образуют мелкие тела, «дислоцированные совместно с вмещающими сланцами, будинированные и местами амфиболитизированные». Более молодые — граниты Северного и Южного Тимана вмещают ксенолиты будинированных габброидов, а гранитные пегматиты Канина секут габброиды. Еще более молодыми являются щелочные породы — сиенито-монцитоны, нефелиновые сиениты и др. Все эти интрузивные образования прорывают метаморфические толщи, «включая самую верхнюю сланцевую карбонатную свиту», причем на габброиды и граниты Северного и Южного Тимана трансгрессивно налегают отложения платформенного чехла (верхний силур и средний девон), несущие в базальных горизонтах минералы, происходящие из щелочных пород (6).

Радиологические данные позволяют следующим образом датировать перечисленные группы магматических пород.

Возраст габброидов Северного Тимана лежит в пределах 650—750 млн. лет, что, по-видимому, указывает на то, что в этой возрастной группе кроме байкальских присутствуют и позднерифейские габброиды. Граниты Нижней Омры датируются в 656—622 млн. лет, а Верхней Чути — в 530 млн. лет. Возраст мусковитов из гранитных пегматитов и полевошпатовых жил лежит в интервале 625—515 млн. лет. Щелочные породы образовались около 600 млн. лет назад. Процессы грейзенизации, наложенные на граниты, судя по возрасту мусковита из гранитов, развивались в интервале времени 550—518 млн. лет.

Формирование гранитоидов, возраст которых близок к 550 млн. лет, а также сопровождающие процессы грейзенизации, видимо, характеризуют орогенную стадию байкальского тектоно-магматического цикла.

С приведенными данными гармонируют датировки, характеризующие возраст метаморфизма вмещающих пород. Так, слюды из кристаллических сланцев показали возрасты, лежащие в интервале 560—600 млн. лет; возрасты же, полученные по валовым пробам из филлитов, распределены в более широком интервале — от 640 до 510 млн. лет. В некоторых разностях сланцев, видимо, сказывается удрежняющая примесь кластогенных калийсодержащих материалов.

Следует отметить, что байкальские гранитоиды Тимана по своим минералогическим и геохимическим особенностям (20)

принадлежат к редкоземельному типу, что является характерным признаком данной возрастной группы гранитоидов также и для Урала.

Выделение байкальских образований и структур на Урале и в Мугоджарах более затруднительно в связи с наложением каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма, однако это влияние не было повсеместным. Там, где сохранились блоки байкальских консолидированных структур, они легко выделяются по геохронологическим данным.

По Полярному Уралу геохронологические данные имеются для северной его части — хр. Марун-Кеу и для Хараматалоуско-Войкарского района.

Хр. Марун-Кеу представляет собой шовную горст-антиклиналь в висячем крыле Главного Уральского глубинного разлома (23). Выполненные лабораториями ИГЕМ АН СССР и ИГ БФАН СССР для ультрабазитов, эклогитов, гранитоидов и метаморфических пород возрастные определения позволяют отнести к байкальскому циклу оливиновое габбро (660 млн. лет), биотитовые инъектиты (671 млн. лет) и лейкократовые граниты (674 млн. лет). Что касается единичных определений, полученных для одного образца перидотита и для метаморфических пород субстрата, показавших датировки около 800 млн. лет, то они могут отражать удревнение возрастных значений, связанные в первом случае с присутствием добавочного аргона, а во втором — кластического более древнего материала. Не исключено также присутствие рифейских тектонических блоков.

Представляют большой интерес радиологические данные по апоперидотитовым и апогабброидным эклогитам Слюдяной Горки (южная часть хр. Марун-Кеу). Для них получено 4 определения, лежащих в интервале 656—615 млн. лет. Приведенные датировки, по Н. Г. Удовкиной, отражают возраст эклогитов, поскольку амфиболизация (жаринтитизация) является одной из стадий образования эклогитов. Только для кианитового эколгита значение 550 млн. лет является «после-эклогитовым», обязанным более позднему метаморфизму. Эклогиты связаны переходами с материнскими магматическими породами и образовались при локальных резких повышениях давления в шовной зоне Главного Уральского разлома. После эклогитов формировались гранитоиды с возрастом 525—500 млн. лет.

В восточной приуралтауской зоне Полярного Урала (Хараматалоуско-Войкарский район) непосредственно датировать ультрабазиты (Войкаро-Сынтинский, Собско-Войкарский, Пайерский «массивы») не удалось. Известно только, что они древнее 450 млн. лет (11).

В пределах центральной водораздельной зоны Приполярного Урала и его западного склона благодаря работам

М. В. Фишмана, Б. А. Голдина и других исследователей (24,4) по геолого-радиологическим данным выделена байкальская формация гранитоидов. Названные авторы называют ее доордовикским гранит-гранодиоритовым интрузивным комплексом — вторым по возрасту среди интрузивных комплексов района. Возраст слюд из гранодиоритов, гранитов и пегматитов этой формации по 6 определениям лежит в пределах 545—520 млн. лет. Приведенные значения не позволяют выяснить возраст наиболее древних представителей названной формации, так как в большинстве они относятся к завершающим фазам (пегматиты, мусковитизированные граниты, жильные гранодиориты) становления Малдинского, Сальнерского, Парнукского и Торговского массивов. Наиболее древнее значение — 545 млн. лет — получено для Няртинского массива.

В составе пород Малдинского и Парнукского массивов, по данным М. В. Фишмана и Б. А. Голдина (24), участвуют также граниты каледонского и герцинского циклов.

Геологическая позиция байкальских гранитоидов Приполярного Урала определяется тем, что они интродуцируют все доордовикские отложения, включая маньинскую свиту, а галька их содержится в конгломератах тельпосской свиты. Из интрузивных образований более древним, чем эти гранитоиды, и наиболее древним в районе вообще является габбро-диоритовый комплекс, который, по Голдину и Фишману (4), включает также и ультрабазиты. Возможно, что это ультрабазитовая формация раннебайкальского возраста. Присутствие на Полярном Урале доордовикских ультрабазитов доказывается на примере серпентинитов массива Зап. Енга-не-Пэ, галька которых найдена в базальных конгломератах ордовика (5). По Ю. Е. Молдаванцеву (10), среди доордовикских (байкальских) интрузивных образований Полярного и Приполярного Урала имеются две группы: 1) более древняя, чем главные фазы байкальской складчатости (измененные ультраосновные, основные и средние породы), со следами метаморфизма, связанного с синорогенными интрузиями второй группы и 2) кислые интрузии, близкие по возрасту главным фазам байкальской складчатости (синорогенные и более поздние граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры).

Следует отметить, что байкальские микроклиновые биотитовые граниты Приполярного Урала, как и на Тимане, обладают характерными аксессуориями (монацит, циркон, апатит, сфен) и специфической геохимической специализацией (бериллий, цирконий, ниобий и др.).

На Северном и Среднем Урале байкальские образования изучены очень слабо. Единичные определения, полученные нами для серпентинизированного пироксенита (590 млн. лет) и

слабо биотитизированных и актинолитизированных габбро-диабазов (560, 520 млн. лет, материалы Н. П. Старкова и С. В. Младших), все же позволяют считать, что байкальские ультрабазиты и жильные базиты формировались и в этих районах. Приведенные значения возраста, по-видимому, являются заниженными, так как все породы изменены. Нормальный их возраст, судя по более свежим разностям из других районов, вероятно, близок к 650 млн. лет.

К концу байкальского цикла на Северном и Среднем Урале относятся эффузивные кварцевые порфиры плато Кваркуш (530 млн. лет) и Нязепетровского района (563 млн. лет).

Для территории миогеосинклинальной области и приуралтауской зоны Южного Урала получено довольно большое количество возрастных определений, характеризующих интрузивные породы ультраосновного, основного и кислого состава, регионально- и контактово-метаморфические породы, а также различные метасоматиты рудных полей и зон структурных швов.

Ультрабазиты представлены лишь одним явно заниженным (512 млн. лет) значением, относящимся к катаклазированной и биотитизированному пироксениту из Суроямского массива (материал С. А. Зорина, определение А. П. Гревцовой).

Жильные габбро-диабазы показали возраст: свежая разность 670 млн. лет, а измененные — 658, 618 млн. лет (лиственитизированные и серицитизированные габбро-диабазы Бакальского месторождения) и 635 млн. лет — биотитизированный габбро-диабаз с р. Инзер (материалы А. С. Варлакова, Л. В. Арбузовой и др.).

Гранитоиды байкальского цикла на Южном Урале были вскрыты бурением в 1963 г. (Н. Ф. Решетников) в пределах так называемого белорецкого комплекса, выделенного в 1940 г. Д. Г. Ожигановым. Для микроклиновых биотитовых гранитов Ахмеровского массива наиболее древние значения (по биотиту) составляют 600 млн. лет. Грейзенизированные граниты датируются в 552—543 млн. лет, а пегматиты — в 540 млн. лет. По аксессуариям (циркон), петрографической и геохимической характеристике эти граниты весьма напоминают описанные выше.

Вмещающие породы белорецкого комплекса испытали региональный и контактовый метаморфизм, возраст которого, по данным 8 определений, лежит в интервале 660—530 млн. лет. Интересно, что именно по более интенсивному, чем на породах древних свит, метаморфизму Д. Г. Ожиганов (15) отнес белорецкий комплекс к среднему протерозою.

Метаморфизм байкальского цикла регионального или локального характера устанавливается в ряде более запад-

ных районов, расположенных в миогеосинклинальной области Урала. Так, мусковито-кварцевые сланцы образовались на субстрате глинистых алевролитов авзянской и зильмердакской свит в интервале времени 548—530 млн. лет. В Бакало-Саткинском комплексе гидротермально-метасоматическая серицитизация и лиственнитизация, сопутствующие, по А. С. Варлакову (2), оруденению, датируются в пределах 650—535 млн. лет. В Ямантауском антиклинории региональный метаморфизм зеленосланцевой фации имеет возраст около 580—520 млн. лет. Наложение байкальского метаморфизма на фельзиты машакской (шатакской) свиты с горы Большой Шатак привело к омоложению их возраста до 655—640 млн. лет (12).

Большой интерес представляет развитие разнообразных кристаллических образований байкальского цикла, приуроченных к крупным разломам и структурным швам, рассекающим миогеосинклинальную область Южного Урала и ограничивающим структурные зоны его западного склона (9). Наиболее изученным в геохронологическом отношении является Кусинско-Зюраткульский структурный шов, заложенный по меньшей мере еще на границе раннего и среднего рифея. В течение байкальского цикла здесь имели место: процессы диафтореза, наложенные на габброиды и гнейсы (амфиболит по рифейскому габбро—735 млн. лет, биотит из гнейса—652 млн. лет, слюды из амфиболитов—660—541 млн. лет и др.); образование жильных габброидов (570 млн. лет) и гранитоидов (545 млн. лет), а также прожилков микроклина (545 млн. лет); процессы гидротермального метасоматоза, выразившиеся в биотитизации и флогопитизации (около 630—680 млн. лет) пород различного состава. Проявления этих процессов лежат в интервале времени от 680 до 550 млн. лет. Большой разброс возрастных значений отчасти связан с «гибридизмом» некоторых из них, так как получить абсолютно мономинеральную фракцию наложенных минералов, обычно несущих пойкилитовые включения более древних минералов, не представляется возможным.

В Ахтенско-Александровской зоне разломов В. А. Дунаевым установлены амфиболиты и, по-видимому, диафторированные гнейсы с возрастом 655—650 млн. лет (13).

Таким образом, в пределах миогеосинклинальной и Центрально-Уральской антиклинорий областей Южного Урала байкальский цикл магматизма и метаморфизма в зависимости от характера палеотектонической структуры различных зон этой территории выразился либо в наложенном метаморфизме, либо в образовании жильных тел и метасоматитов; в области же, обрамляющей восточный край жесткого фундамента миогеосинклинали, сформировалась собственная байкальская складчатая структура с синтектоническими гра-

ниитоидами, сходными с тиманскими и полярноуральскими. Продолжение этой зоны прослеживается от Белорецкого района под Зилаирской мульдой до Медногорска, где обнаружены тектонические блоки доордовикских метаморфических пород амфиболитовой фации (9).

Южнее, на территории Орь-Илекского и Мугоджарского антиклинориев, магматические и метаморфические породы, принадлежащие байкальскому циклу, известны по работам МГУ и ГЕОХИ АН СССР (А. В. Миловский, К. Г. Кнорре, Ю. А. Бурмин, В. Л. Зверев и др.), ИГГ УФАИ СССР и ИГ БФАИ СССР. Предположение о наличии в области сочленения структур Урала со структурами Казахской складчатой страны проявлений позднепротерозойского тектоно-магматического цикла возникло у нас еще в 1959 г. (12) в связи с датированием очкового гнейса из фундамента Тургайской впадины (630 млн. лет по порфиробластам микроклина). Позднее по биотиту из гнейсов с р. Олыталдык нами было получено 523 млн. лет. Анализ радиологических данных Мугоджарской экспедиции МГУ, а также материалы лаборатории УФАИ СССР позволяют прийти к выводу о развитии в Мугоджарах почти всех главных представителей байкальских магматических формаций геосинклиналиного типа, начиная, по-видимому, с ультрабазитов и до лейкократовых гранитов с сопровождающими их пегматитами. Последние, по наблюдениям Ю. А. Бурмина и В. Л. Зверева (1), дислоцированы вместе с вмещающими метаморфическими толщами.

Датирование ультрабазитов, как известно, имеет свои большие сложности. Однако можно, не «абсолютизируя» полученные по ним возрастные значения, все же использовать их для приближенной оценки времени формирования тех или иных массивов. Для Мугоджар несколько возрастных значений было получено по Кемпирсайскому и Хабарнинскому ультрабазитовым массивам. Наиболее древние значения возраста, характеризующие наложенные на пироксениты Хабарнинского массива процессы амфиболитизации и биотитизации, показали 485—495 млн. лет, что позволяет рассматривать ультрабазиты как более древние. По габбро-амфиболитам из Кемпирсайского массива имеются еще более древние датировки, лежащие в пределах 520—568 млн. лет (14). С известной долей условности приведенные данные позволяют отнести время магматического становления соответствующих ультрабазитов к байкальскому циклу. Доордовикский возраст названных массивов устанавливается достаточно убедительно (16). Возрастные значения по амфиболитам — 590 и 570 млн. лет — характеризуют время метаморфизма, вероятно, эффузивных пород основного состава.

Подавляющее большинство датировок гранитоидов лежит в узком интервале — от 500 до 520 млн. лет, а пегмати-

тов — в интервале 515—650 млн. лет. Следует при этом отметить, что пегматиты, как правило, являются более устойчивыми против агентов метаморфизма, рассланцевания и выветривания и лучше сохраняют радиоактивное равновесие. Наличие древних (650 млн. лет) пегматитов позволяет предполагать развитие в Мугоджарах ранних байкальских гранитоидов.

В близком интервале времени находятся также и возрастные значения, полученные для метаморфических пород амфиболитовой (500—685 млн. лет) и зеленосланцевой (555—660 млн. лет) фаций.

Присутствие в Мугоджарах байкальских магматических и метаморфических образований доказано на большом материале трех возрастных лабораторий. К первостепенным задачам дальнейшего изучения Мугоджар относится детализация геохронологических исследований с целью картографического выделения байкальских, а возможно, и более древних интрузий и складчатых структур, а также выявления среди гранитоидов массивов байкальского цикла, представляющих практический интерес в связи с редкоземельной специализацией.

Обобщение во всеуральском масштабе геохронологических данных по байкальскому тектоно-магматическому циклу позволяет по-иному взглянуть на отдельные, ранее трудно интерпретировавшиеся древние датировки, полученные для некоторых кристаллических пород зоны Главного Уральского разлома и эвгеосинклинальной области Урала. К таковым относятся, например, следующие радиологические данные: 1) амфиболиты Косьвинского камня (Кытлымский ультрабазитовый массив) показали возраст 602 млн. лет; 2) габбро-пегматиты из пироксенитов Тагило-Баранчинского массива Среднего Урала датируются в 565 ± 50 и 600 ± 50 млн. лет (материалы Л. Ф. Борисенко, определения лаборатории ИГЕМ); 3) циркон из биотитового гранита близ пос. Котансу (Южный Урал) имеет альфа-свинцовый возраст 605 ± 50 млн. лет (14).

Эти данные показывают, что в эвгеосинклинальной области Урала, особенно в зоне Главного Уральского разлома и в крупных поднятиях, местами присутствуют блоки (фрагменты) байкальских консолидированных образований. Учитывая байкальские датировки, полученные для некоторых ультрабазитов Главного Уральского структурного шва, можно сделать предположение о соответствующем времени заложения этой структуры. Несколько проясняется также вопрос о возрасте ультрабазитов.

Завершая на этом освещение геохронологических данных по байкальскому циклу, следует подчеркнуть, что именно с названным циклом, по-видимому, связано начало становле-

ния Уральской геосинклинальной зоны (уралид). Байкальский тектоно-магмато-метаморфический цикл выглядит как полно развитый геосинклинальный цикл геологической истории Тимана, Урала и Мугоджар, в котором нашли отражение на ранних стадиях ультраосновной магматизм, а на поздних стадиях — кислый с образованием весьма характерной гранит-липаритовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. Абсолютная геохронология пегматитов Мугоджар. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 8.
2. Варлаков А. С. Петрография контактово-метаморфических пород, связанных с базитами в районе Бакал-Сатка-Куса (Юж. Урал). Автореферат диссертации. Свердловск, 1964.
3. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
4. Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., «Наука», 1967.
5. Евдокимов Ю. Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. — Тр. НИИГА, т. 105, вып. 11. Л., 1959.
6. Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и п-ва Канин. М., «Наука», 1964.
7. Ленных В. И., Паламарь Н. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
8. Ленных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миегеосинклинальной области Южного Урала (по данным калий-аргонового метода) — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
9. Ленных В. И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау (путеводитель Уралтауской экскурсии). — II Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1968.
10. Молдавцев Ю. Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ. т. 1. Свердловск, 1963.
11. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
12. Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.
13. Овчинников Л. Н., Панова М. В., Подлесова Р. Г., Шангареев Ф. Л., Степанов А. И., Дунаев В. А. О калий-аргоновом возрасте некоторых роговых обманок Урала. — «Вопросы датировки геологических образований и основных пород». М., «Наука», 1968.
14. Овчинников Л. Н., Степанов А. Н., Краснобаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Тр. II Уральск. петрогр. совещ. т. 1. Свердловск, 1969.
15. Ожиганов Д. Г. Метаморфические толщи хребта Урал-Тау. — «Геология СССР», т. 13. М., «Недра», 1964.
16. Павлов Н. В., Соколов Г. А. Некоторые закономерности размещения хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном

плутоне, включая скрытые рудные тела. — «Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения». М., Госгеолтехиздат, 1963.

17. Павлов Н. В., Чупырин Н. И. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном массиве. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1966, № 1.

18. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М. — Л., «Наука», 1965.

19. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.

20. Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Л., «Наука», 1968.

21. Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их акцессорные минералы. М., Изд. АН СССР, 1959.

22. Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 10. М., «Недра», 1964.

23. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис (на примере хр. Марун-Кей). Автореферат диссертации. М., 1966.

24. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М. — Л., Изд. АН СССР, 1963.

25. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3—4, 1932.

26. Шатский Н. С., Богданов А. А. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран (масштаб 1 : 5000000), 1957.

27. Штилле Г. Избранные труды. М., Изд. «Мир», 1964.

28. Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 9. М., «Наука», 1964.

29. Яншин А. Л. (ред.) Тектоническая карта Евразии (масштаб 1 : 5000000). М., 1966.

М. А. ГАРРИС, Л. С. ЛОЗОВАЯ

КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА НА УРАЛЕ И В МУГОДЖАРАХ

Каледонский тектоно-магматический цикл на Урале, как показано в предыдущих статьях данного сборника, выделяется в границах от 530—520 до 380—370 млн. лет (от позднего кембрия до раннего девона включительно). Положение нижней возрастной границы его изучено недостаточно и является дискуссионным. Не исключено, что эта граница несколько скользящая (в интервале от начала позднего кембрия до ордовика). Внутри цикла выделяются три этапа — ранний, средний и поздний¹ с внутренними границами около 450 и 420 млн. лет.

При изучении каледонских кристаллических образований возникают трудности, связанные, с одной стороны, с фрагментарностью развития на Урале нижнего палеозоя, а с другой — с тем, что каледонские магматиты и метаморфиты местами наложены на байкальские, а местами сами значительно изменены («омоложены») под влиянием герцинских эндогенных проявлений.

В целом для каледонских интрузивных и метаморфических пород Урала и Мугоджар мы располагаем результатами приблизительно 400 определений (табл. 1). Среди них наибольшее количество — около 250 определений — относится к позднекаледонскому этапу, что свидетельствует о главной роли этого этапа в формировании каледонских структур.

Интрузивный магматизм каледонского цикла представлен различными по составу образованиями от ультрабазитов и щелочных пород до гранитов и пегматитов. Основная масса датированных метаморфических пород принадлежит зеленосланцевой и амфиболитовой фациям (в том числе по эклогитам).

¹ См. табл. 1 в статье М. А. Гаррис «Геохронологическая схема...».

Сопоставление геохронологических данных по Уралу и Мугоджарам
УРАЛ

(Каледонский цикл магматизма и метаморфизма)

Тектоно-магматические этапы	Магматические				
	ультра-базиты	габбро-диабазы	диориты, гранодиориты, плагиограниты	граниты, сиениты	пегматиты
Поздний	385—400 2	370—410 7	370—415 32	370—410 33	375—410 10
~ 420					
Средний	452 1	430—450 3	420—440 7	425—440 7	435 1
~ 450					
Ранний	512 1	450—520 9	460—525 5	450—520 4	490—525 3
Итого . . .	4	19	44	44	14

МУГОДЖАРЫ

Поздний	415—370 7	—	385—360 4	395—365 7	415—365 14
Средний	440—430 4	—	—	—	430—420 4
Ранний	500—460 4	—	500 2	520—500 2	515—460 6
Итого . . .	15	—	6	9	24
Всего . . .	19	19	50	53	38

Примечание. В графах 2—13 — в числителе возрастной интервал,

В настоящее время каледонские магматические и метаморфические породы известны во всех основных тектонических зонах Урала. В миогеосинклинальной области они развиты в виде интрузий, метаморфитов и метасоматитов, приуроченных к зонам структурных швов, в Центрально-Уральском антиклинории — в виде отдельных тектонических блоков или небольших фрагментов, а в области восточного склона Урала и Мугоджар — в форме крупных поднятий собственно каледонского структурного этажа (рис. 1).

В миогеосинклинальной области Урала каледонские маг-

образования			Метаморфические образования				Кол-во определений
гранит-порфиры	эффузивы	другие жильные породы	эклогиты	амфиболитовая фация	зеленосланцевая фация	различные метасоматиты	
375—400 5	370—415 33	370—410 4	411 1	370—415 29	370—415 35	370—390 4	195
—	420—445 3	—	425—434 2	420—440 9	420—445 13	—	46
—	450—520 6	500 1	—	450—525 7	450—525 13	—	49
5	42	5	3	45	61	4	290

400—395 2	—	—	—	380—370 11	415—360 8	—	53
425 1	—	—	—	420 2	430—425 2	—	13
510 1	—	—	—	530—450 12	505—465 2	—	29
4	—	—	—	25	12	—	95
9	42	5	3	70	73	4	385

в знаменателе количество определений

матические и метаморфические образования оказалось возможным установить лишь с помощью радиологических методов. К числу этих образований относятся габброиды, гранитоиды и метаморфические породы преимущественно зеленосланцевой фации. Каледонские магматические и метасоматические проявления установлены в зоне Кусинско-Зюраткульского структурного шва (биотиты из гранитоидов Рябиновского гранитоидного массива и Черной речки и др.). На Среднем и Южном Урале в этой области выделяются две группы каледонских габбро-диабазов — раннекаледонская

датировками, лежащими в интервале 450—470 млн. лет, и позднекаледонская с возрастом даек около 370 млн. лет. К позднекаледонской эпохе относится также фельдшпатизация и биотитизация Суроямского гипербазитового массива, по-видимому, связанная с формированием нефелиновых сиенитов, имеющих близкий возраст (около 380 млн. лет). Среди небольших кислых и щелочных интрузий западного склона

Тагилд-Магнитогорский мегасинклинорий

Зона Зауралья

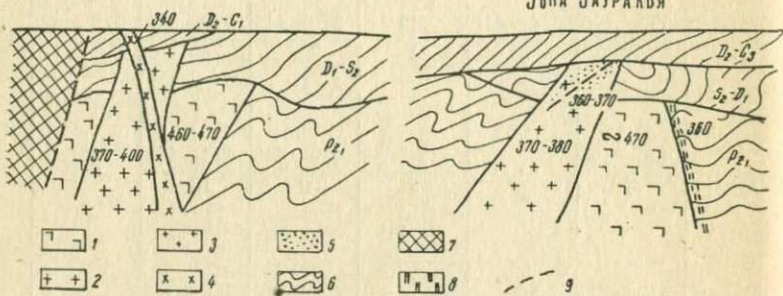


Рис. 1. Геолого-геохронологическая схема строения каледонского структурного этажа (О—Д₂) эвгеосинклинальной зоны Урала.

1 — габбро, диориты, кварцевые диориты, 2 — граниты биотитовые, плагиограниты, 3 — сиениты, 4 — сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты, 5 — зоны грейзенизации, 6 — вмещающие породы, 7 — метаморфические комплексы Урал-Тау, 8 — зоны разгнейсования, 9 — тектонические нарушения, 340 — калий-аргоновый возраст, млн. лет.

Урала к числу каледонских относятся на Южном Урале — Барангуловский, Уржумовский массивы и гранитоиды ключа Городского (близ Белорецка). Что касается Мазаринского массива, то по нему еще не полностью изучен ядерный материал. Имеющиеся ограниченные данные позволяют считать его во всяком случае досреднедевонским, поскольку возраст микроклина из метасоматически измененных гранитов составляет около 360 млн. лет. К каледонскому циклу принадлежат пегматиты (386—417 млн. лет), развитые среди пород Златоустовского комплекса.

На Среднем Урале к каледонским образованиям относится Посьмакская интрузия микроклиновых гранитов (390 млн. лет), а также Нязепетровский и Троицкий массивы нефелиновых сиенитов и граносиенитов (450—480 млн. лет).

По цирконам, выделенным из кварцевого диорита Мойвинской, и из гнейсо-гранитов Велсовской и Шудьинской интрузий (колл. Н. А. Старкова) А. А. Краснобаевым получены датировки, лежащие в интервале 450—480 млн. лет.

На территории Приполярного и Полярного Урала изучением интрузивных пород занимались сотрудники ИГ Коми-

ФАН СССР, ИГЕМ и ГИН АН СССР, ВСЕГЕИ и других организаций.

Долгое время существовали весьма противоречивые взгляды на возраст магматических образований. Одна группа исследователей (32, 33, 34, 14 и др.) на основании находок в базальных конгломератах тельпосской свиты ордовика галек микроклин-пертитовых гранитов (район истоков р. Торговой) считала, что гранитные интрузии Приполярного Урала внедрились в салаирскую фазу орогенеза. Другая группа геологов относила их к образованиям герцинского возраста, считая, что они оказывают повсеместное воздействие на ордовикские отложения.

Геохронологические данные, полученные за последние годы в нашей лаборатории и в лабораториях УФАН СССР, ИГЕМ АН СССР, РИАН СССР и ДагФАН СССР, позволили обосновать представления о возрасте и последовательности внедрения широко развитых здесь магматических комплексов ультраосновного, основного, среднего и кислого состава.

При детальном изучении гранитоидов Полярного и Приполярного Урала рядом авторов (41, 5, 18, 29) установлено наличие как доордовикских, так и послеордовикских, в частности каледонских гранитов. Так, М. Ф. Фишман (39) на основании имеющихся геологических данных и результатов определения абсолютного возраста выделяет до четырех этапов внедрения гранитоидов: байкальский, каледонский, ранне- и позднегерцинский. Многие гранитоидные массивы являются полихронными образованиями, испытавшими различные магматические и метасоматические воздействия на протяжении двух-трех тектоно-магматических циклов или этапов. Примерами таких массивов могут служить Парнукский, Малдинский, массив Мань-Хамбо и др.

В числе собственно каледонских образований Приполярного Урала следует прежде всего отметить габбро-диабазовый интрузивный комплекс, который среди гранитоидов Неройско-Патокского и Вангырского массивов образует тела неправильной формы. Возраст габбро-диабазов устанавливается на основании взаимоотношений их с разновозрастными гранитоидными комплексами. Они секут гранитоиды доордовикского возраста и сами, в свою очередь, интродуцированы послеордовикскими гранитами с абсолютным возрастом 340—370 млн. лет.

Каледонские гранитоиды Приполярного Урала широко распространены в районе верховий рек Щокурью, Вангыра и Большого Патока. В области истоков рек Большого Патока и Маньи встречаются только небольших размеров выходы пластообразных тел гранитов. Граниты и гранодиориты массива Мань-Хамбо, граниты Парнукского, Банного, Игишорского массивов имеют абсолютный возраст, лежащий в пределах

370—435 млн. лет. Вместе с тем для гранодиоритов и пегматитов Парнукского, Сальнерского, Малдинского и некоторых других массивов в лабораториях РИАН СССР и ДагФАН СССР были получены значения возраста около 520 млн. лет, позволяющие связывать становление этих образований с позднебайкальским магматизмом. В подобных (уже нередких) случаях правильнее говорить не о массивах, а о полихронных магматических комплексах. Современная геохронологическая изученность их явно недостаточна для оценки относительной роли байкальского и каледонского магматизма в формировании подобных комплексов.

Гранитоиды восточного склона Полярного Урала (зеленокаменный синклинорий) датированы в нашей лаборатории и лаборатории ИГЕМ АН СССР по материалам В. Ф. Морковкиной. В гранитную формацию В. Ф. Морковкина (19) включает гранитоиды, измененные при контаминации и ассимиляции, и породы стадии магматического замещения. Продуктами нормальной кристаллизации собственно гранитной магмы являются граниты и гранодиориты. Кварцевые диориты района оз. Оник-Шор, по В. Ф. Морковкиной, являются доэйфельскими образованиями, поскольку галька диоритов найдена в конгломератах эйфеля. Абсолютный возраст их составляет 404 млн. лет. В этих же пределах лежат значения возраста гранодиоритов района оз. Янас-Лор и кварцевых диоритов с р. Лагорта, ниже устья р. М. Лагорта. Возраст аляскитовых гранитов варьирует в более широких пределах — от 430 до 370 млн. лет.

Несмотря на сравнительно большое количество радиологических датировок гранитоидов Приполярного и Полярного Урала, вопросы их возраста требуют значительно более детальной и разносторонней разработки. Вместе с тем возможность выделения гранитоидных интрузий каледонского тектоно-магматического цикла на основании геологических и геохронологических данных не вызывает сомнений. Представляет большой интерес также то обстоятельство, что на материалах Хараматалоуско-Войкарского района Полярного Урала, детально освещенных В. Ф. Морковкиной (18), представилась возможность получить косвенные радиологические данные о возрасте ультрабазитов. Судя по возрасту пересекающих пироксениты и жадеиты альбит-флогопитовых прожилков (405 млн. лет) и по взаимоотношениям ультрабазитов с филлитами, время образования которых (метаморфизм) составляет 450 млн. лет, ультрабазиты Главного глубинного разлома Полярного Урала являются досреднекаледонскими образованиями. В. Ф. Морковкина связывает внедрение ультраосновной магмы с заложением глубинного разлома в «...ранний этап развития геосинклинали» (19). По этим данным, однако,

нельзя сказать, каледонская ли (раннекаледонская) это была геосинклиналь или байкальская.

В пределах более южных районов эвгеосинклинальной области восточного склона Урала и зоны сочленения ее с антиклинорием Урал-Тау каледонские интрузии известны как в Тагило-Магнитогорском мегасинклинории, так и в Зауральском мегаантиклинории, а на юге — в Мугоджарском мегаантиклинории.

К наиболее древним глубинным магматическим образованиям здесь, как и на Полярном Урале, принадлежат ультрабазиты. Так, по геохронологическим данным лабораторий ИГ БФАН СССР, ИГГ УФАН СССР (Л. Н. Овчинников, В. А. Дунаев и др.), МГУ—ГЕОХИ АН СССР (А. В. Миловский, К. Г. Кнорре), ИГЕМ АН СССР (Н. В. Павлов), возраст амфиболов и биотитов, наложенных на пироксениты Хабарнинского массива, лежит в пределах 495—400 млн. лет (8 определений). Одно определение показало позднекаледонский возраст биотитизации — 380 млн. лет. Флогопитизация, развитая по перидотитам Кемпирсайского массива, по данным ИГЕМ АН СССР (Л. Л. Шанин), датируется в 400 млн. лет. Таким образом, основываясь на наиболее древних датировках, можно полагать, что в раннекаледонское время ультрабазиты уже существовали.

В Тагило-Магнитогорском мегасинклинории, по геохронологическим данным А. П. Гревцевой и Л. Н. Овчинникова (6, 22, 23, 24), к каледонским образованиям относятся различные представители габбровой формации Тагило-Кушвинской сложной интрузии. Габбро, диориты, сиениты и жильные породы Тагильского и Баяновского габбровых массивов, Тагильского, Кушвинского сиенитовых массивов и Покровского, Княсьпинского, Ауэрбаховского гранитоидных массивов имеют абсолютный возраст, лежащий в пределах 460—370 млн. лет. Значения абсолютного возраста распределяются следующим образом (в скобках после возрастного интервала указано количество определений): габбро — 460—370 (6); диориты — 460—380 (5); сиениты — 390—360 (9); сиенит-порфиры жильные — 390—360 (6); контактово-метаморфические породы — 370—360 (2). Все эти образования секутся герцинскими порфиристыми телами различного состава с абсолютным возрастом 300—290 млн. лет.

Вопрос о геологическом возрасте пород габбровой формации до сих пор однозначно не решен.

Ее нижняя возрастная граница определяется возрастом контактирующих с ней вулканогенно-осадочных толщ, представленных главным образом основными эффузивами ордовика — нижнего силура (лландовери, лландовери-венлок). Положение верхней возрастной границы разными авторами обосновывается нередко противоречащими друг другу данными.

Так, М. Е. Ненахов и Р. А. Сюткина на материалах геологической съемки указывали, что в коренных обнажениях по правому берегу р. Лобвы, в 5 км к востоку от пос. Иова, непосредственно на габбро налегают нижнелудловские андезитовые порфириды без каких-либо проявлений контактовых воздействий. В то же время в Тагило-Кушвинском районе габбро прорывает именновскую свиту нижнего лудлова.

Не менее сложен вопрос и о возрасте гранитоидов габбровой формации. Ясно только, что гранитоиды моложе габброидов. По Н. Д. Знаменскому (7), гранитоидные массивы прорывают породы средней эффузивной свиты верхнего лудлова. По данным А. В. Пейве (25), плагиограниты, располагающиеся восточнее Кумбинского массива, внедрились в толщу верхнего лудлова и жединского яруса. В то же время рядом авторов, в частности В. М. Сергиевским (32), показано, что галька сиенитов и диоритов залегает в отложениях верхнего лудлова (Исовский район).

Мы остановились несколько подробнее на материалах о геологической позиции Тагило-Кушвинских интрузий, чтобы показать сложность решения вопроса о возрасте тех или иных образований по одним только геологическим данным. При наличии разновозрастных интрузивных образований обычно очень трудно доказать, какие именно из них находятся в тех или иных отношениях с палеонтологически охарактеризованными горизонтами. Факт прорывания (или перекрытия), установленный для какого-то одного интрузивного тела, нередко неправомерно переносится на все другие тела близкого состава или облика, что не способствует прояснению вопроса.

Вместе с тем сравнительно небольшое количество (28 определений) радиологических датировок, полученных для Тагило-Кушвинского комплекса, не только позволило установить время внедрения габбро, гранитоидов и габбро-сиенитов, но и выяснить последовательность формирования комплекса в целом и возраст железного бруденения, связанного с контактовым метаморфизмом вмещающих пород. Время внедрения габбро и диоритов раннекаледонское, сиенитов — средне- и позднекаледонское. Возраст оруденения древнее порфиридов, которые секут магнетитовые рудные тела. Он соответствует последним стадиям формирования собственно сиенитовых массивов (6) — в среднем около 370—380 млн. лет, что близко к границе раннего и среднего девона и относится к завершающим фазам каледонского цикла.

В более южных районах Тагило-Магнитогорского мегасинклиория известны отдельные массивы позднекаледонских гранитоидов — такие, как Кассельский, Грязновский (370—380 млн. лет) и др. Южнее, в Оренбургской области, к числу позднекаледонских гранитных массивов относится Шиликтинский массив, возраст которого составляет 355 млн. лет.

В пределах собственно Восточно-Уральского мегаантиклинория Среднего и Южного Урала крупных самостоятельных радиологически датированных каледонских интрузий пока не выявлено. Известны только единичные и слабо геологически привязанные определения, позволяющие считать, что в этой зоне имеются позднекаледонские, переработанные в герцинское время гранитоиды. К их числу относятся некоторые разновидности гранитоидов Среднеушкатинского (Шотинского) и, возможно, Северо-Еленовского массивов. Галька гранитоидов этого массива, по данным П. В. Лядского и И. А. Мудрова, содержится в туфоконгломератах живета.

В Мугоджарском антиклинории, который является продолжением Восточно-Уральского мегаантиклинория, каледонские гранитоиды и пегматиты имеют довольно широкое распространение.

Проведенные геохронологические исследования кристаллических пород Мугоджар (21, 38, 11, 17, 3, 1) показали, что в Мугоджарском антиклинории проявлены как каледонский, так и герцинский циклы магматизма и метаморфизма. В настоящее время мы располагаем довольно большим количеством возрастных определений, обосновывающих каледонский возраст многих гранитных массивов и пегматитов Мугоджар (лаборатории БФАН СССР, МГУ—ГЕОХИ АН СССР, ВСЕГЕИ, КазИМС). Каледонские значения возраста, лежащие в интервале 370—420 млн. лет, получены в основном для массивных, «устойчивых» к наложенным преобразованиям пегматитовых жил и для отдельных массивных же участков небольших плагиогранитных и гранодиоритовых тел. К таковым относятся плагиограниты и гранодиориты из устья рек Кай-Сараса, Балаталдык (Карагандысайский массив), руч. Щебектысай, Балаталдыкские слюдяные граниты, граниты с рек Мили-Сая, Олы-Талдыка и др.

Распределение каледонских пегматитов в метаморфических толщах Мугоджар крайне неравномерно. В одних районах они совершенно отсутствуют, в других встречаются в виде редких единичных жил, а на отдельных участках, особенно в Южных Мугоджарах, образуют крупные пегматитовые поля. По морфологическим признакам Ю. А. Бурмин и В. Л. Зверев (1) различают пластовые, линзообразные, штокообразные и неправильной формы жилы. Названные авторы выделяют Кандыкаринское, Шотинское, Тулепсайское, Промежуточное, Милисайское, Средне-Олыталдыкское, Катырсайское и Карагандысайское пегматитовые поля, где возраст пегматитов колеблется от 350 до 460 млн. лет, что охватывает средне- и позднекаледонский этапы магматизма.

В Зауральском мегаантиклинории, по геохронологическим данным, выделяется довольно большая группа крупных гранитоидных интрузий, также принадлежащих к средне- и поздне-

каледонскому этапу. К ним относятся рассматривавшаяся в наших предшествующих работах Марининско-Андреевская интрузия, а также Владимирская, Надеждинская, Городищенская, Милютинская и Мечетная интрузии (4, 13). Сложены они крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами. Гранитоиды Андреевско-Марининской интрузии перекрываются известняками с фауной эйфельского яруса (36). Между пос. Мариновским и Андреевским в нескольких метрах от экзоконтакта залегают эйфельские пелитоморфные известняки без каких-либо следов перекристаллизации (3). Обломки гранитов Марининско-Андреевской интрузии содержатся в визейских известняках (15) в районе пос. Бреды.

Определения абсолютного возраста по указанным массивам производились в лабораториях ИГ БФАН СССР и ИГГ УФАН СССР по слодам, роговой обманке и валовым пробам. Анализировались диориты, плагиограниты, пегматиты и гранит-порфиры. Всего для Марининско-Андреевской интрузии гранитоидов получено 8 датировок, из которых 7 лежит в очень узком интервале времени — 370—385 млн. лет, а одно значение — 460 млн. лет — получено для диорита по роговой обманке. Возможно, что оно характеризует несколько контаминированную породу. Гранитоиды Милютинского, Надеждинского, Городищенского, Мечетного и Владимирского массивов по возрасту также относятся к позднекаледонскому этапу.

Эффузивные породы каледонского цикла геохронологически почти не изучены, что связано с тем, что в зоне их максимального распространения (Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий) они значительно изменены метаморфизмом регионального и гидротермального характера. В некоторых районах Северного Урала среди эффузивных пород этого цикла имеются стекловатые. Полученные в УГУ по кислым порфировым породам Карпинского и Ново-Лялинского района датировки (424—445 млн. лет) отражают палеонтологически обоснованный силурийский возраст вмещающих толщ. Для Южного Урала, где эффузивные породы более изменены, также имеются вполне сходящиеся со стратиграфической их позицией возрастные значения. Так, той же лабораторией (А. П. Гревцова) для среднедевонских кварцевых порфиров Верхнеуральского района получено около 380 млн. лет.

Среди каледонских метаморфических и метаморфизованных пород Урала могут быть выделены следующие главные группы: 1) продукты регионального метаморфизма; 2) продукты метаморфизма (в том числе гидротермального метасоматоза), сопровождающие зоны структурных швов; 3) продукты контактового метаморфизма; 4) продукты локального

метаморфизма в пределах околорудных ореолов. Последняя группа здесь нами не рассматривается, так как результаты датировки околорудных метасоматитов заслуживают особого рассмотрения. Среди продуктов регионального метаморфизма имеются одноэтапные и многоэтапные. На некоторые метаморфические комплексы локально наложен метаморфизм также и герцинского времени.

В области западного склона Уралтауского мегаантиклинория Южного Урала метаморфические образования каледонского цикла характеризуют свыше 50 возрастных определений, полученных для максютовского и златоустовского комплексов, а также для отдельных разностей пород бакалосаткинского, суваянского и уфалейского комплексов и для кусинского приразломного магмато-метаморфического комплекса.

Особенно отчетливо каледонский метаморфизм проявлен в максютовском комплексе (10, 12). На основании большого количества возрастных определений, полученных по мусковиту из слюдяных глаукофановых и гранат-глаукофановых сланцев и кварцитов без признаков диафтореза, из диафторитов с псевдоморфной структурой, а также из эклогитов и кварцевых жил «альпийского цикла», возраст интенсивного метаморфизма амфиболитовой фации, под воздействием которого образовалась значительная часть пород максютовского комплекса в их современном виде, укладывается в пределы 370—434 млн. лет. Среднее значение возраста, вычисленное по 21 пробе, составляет 400 млн. лет. По отношению к эклогитам позднекаледонский метаморфизм играет роль глубинного диафтореза (10, 12). Возраст пород субстрата максютовского комплекса до настоящего времени является предметом дискуссии (докембрий или нижний палеозой?). Не исключено, что максютовский комплекс слагает консолидированный блок байкалит, который по ограничивающим его с востока и запада разломам испытал (видимо, в герцинское время) поднятия значительной амплитуды.

В миогеосинклиналиной зоне Южного Урала каледонские проявления метаморфизма имеют другой (сиалический) тип и локальный характер. Наличие метаморфических образований, возраст которых лежит в пределах 475—410 млн. лет и около 370 млн. лет в сфере влияния Кусинско-Зюраткульского структурного шва, подтверждает и уточняет высказывавшиеся ранее представления (12) об активизации этой зоны не только в позднерифейское и байкальское, но и в каледонское время. В результате образовался весьма интересный сложный многоэтапный кусинский магмато-метаморфический комплекс, который заслуживает специального весьма детального изучения.

Каледонский метаморфизм в зеленосланцевой фации, а также метасоматоз с образованием биотит-полевошпатовых

пород известен также в бакало-саткинском комплексе. Слюды из сланцев этого комплекса, развитые на субстрате бурзянской серии, показали возраст 410—415 млн. лет. Более древний — раннекаледонский возраст (455—480 млн. лет) получен для биотита из метасоматитов Сибирки.

Большая часть значений абсолютного возраста, полученных по различным сланцам, гнейсам и кварцитам златоустовского комплекса, укладывается в пределы 430—380 млн. лет. Интенсивное проявление в Златоустовском районе каледонского метаморфизма сопряжено, по-видимому, с гранитными магмапроявлениями, с которыми связаны пегматиты соответствующего возраста (12).

Метаморфизм пород суваякского комплекса отвечает условиям различных субфаций фации зеленых сланцев. В составе комплекса участвуют филлиты, кварцито-песчаники, мусковито-кварцевые, хлорито-кварцевые зеленые сланцы, слюдитые и графитистые кварциты. Датировки, лежащие в пределах 360—425 млн. лет, дают основание относить проявления регрессивного метаморфизма фации зеленых сланцев, наложенные на гранато-мусковито-кварцевые сланцы, к каледонскому циклу. Однако слабая геохронологическая изученность этого комплекса не позволяет еще в настоящее время осветить всю последовательность метаморфических процессов, сформировавших суваякский комплекс в целом.

Реликты продуктов каледонского метаморфизма установлены также в уфалейском магмато-метаморфическом комплексе.

По степени метаморфизма минеральные ассоциации пород уфалейского комплекса относятся к амфиболитовой, альбит-эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям. На основании данных геологической съемки Г. А. Кейльманом в 1961 г. высказано представление о многоэтапности формирования пород уфалейского комплекса. Радиологические материалы свидетельствуют о том, что указанный комплекс окончательно сформировался под влиянием метаморфизма, связанного с герцинским тектоно-магматическим циклом. Лишь единичные определения свидетельствуют об участии в формировании уфалейского комплекса каледонского метаморфизма. К ним относятся несколько омоложенные значения абсолютного возраста (355 млн. лет), полученные для слюд из гнейсов. Следует, однако, иметь в виду, что уфалейский комплекс приурочен к району с очень сложной структурой и тектонической историей. В его строении могут участвовать отдельные блоки (фрагменты) более древнего — байкальского структурного этажа, представленного метаморфическими образованиями амфиболитовой фации. При наложении на них интенсивного герцинского магматизма и мигматизации могли иметь место проявления процессов радиологического гибрида и омоло-

жения. Подобные уфалейскому многоэтапные магмато-метаморфические комплексы для выяснения истории их формирования нуждаются в детальном и целенаправленном изучении с проведением исследований по сохранности радиогенного аргона и с использованием нескольких методов датирования.

Для миогеосинклинальной области Среднего Урала имеются лишь единичные возрастные определения, позволяющие считать, что каледонский метаморфизм в зеленосланцевой фации в отдельных районах этой области проявлялся.

Метаморфические образования миогеосинклинальной области Приполярного и Полярного Урала геохронологически изучены слабо; те из них, которые связаны с внедрением крупных гранитных массивов каледонского возраста (в частности, экзоконтакт Народнинского массива), датируются в пределах 405—450 млн. лет. Несколько большее количество определений получено для южной оконечности хр. Марун-Кеу — так называемой Слюдяной горки. Полученные в лабораториях ИГЕМ АН СССР, ИГ БФАН СССР и ИГГ УФАН СССР семь значений абсолютного возраста, лежащих в пределах 380—460 млн. лет, подтверждают геологические представления о том, что Марун-Кеусская структура является многоэтапным образованием с широким развитием метаморфических процессов, связанных с каледонским тектоно-магматическим циклом.

Для метаморфических пород восточного склона Полярного Урала (данные В. Ф. Морковкиной) в лабораториях ИГЕМ АН СССР и БФАН СССР определения получены для филлитовых сланцев с рек Погурей и Лагорта, серицитовых сланцев с р. Погурей и гранито-гнейса с побережья оз. Янас-Лор. Все значения лежат в довольно узком интервале — от 420 до 475 млн. лет. Таким образом, проявления метаморфизма, в результате которого образовались сланцы, относятся к ранней среднекаледонскому этапам. В этом районе распространены кварцево-мусковитовые жилы, по составу, генезису и возрасту (380—460 млн. лет) аналогичные жилам, развитым в максютовском комплексе Южного Урала. Эти жилы, а также мусковитовые метасоматиты развиваются иногда по эклогитизированным амфиболитам, что позволяет считать образование мусковита продуктом каледонского глубинного диафореза, наложенного на байкальские (?) метаморфические образования.

В пределах восточного склона Среднего Урала датированы контактовые метасоматиты каледонского возраста, связанные с габбро и сиенитами Тагило-Кушвинской интрузии. Контактные роговики, скаполитовые породы, биотитовые метасоматиты и различные серицитовые породы с абсолютным возрастом 360—410 млн. лет сингенетичны железоруденению.

Интересные геохронологические данные получены нами по

материалам И. А. Архангельского для Троицкого района Челябинской области. Здесь (р. Санарка) Н. Ф. Мамаевым (16) выделена сланцево-кварцитовая толща, которую он относит к докембрию. Геохронологическое изучение наложенного на эти породы метаморфизма позволило отнести его к каледонскому циклу. Так, парагнейсы из района с Миасского показали абсолютный возраст в 445 млн. лет, а возраст метаморфизма, сформировавшего сланцы, обнажающиеся по р. Уй к востоку от г. Троицка и вскрытые рядом скважин близ этого пункта, лежит в пределах 360—440 млн. лет. В береговых обнажениях р. Уй у пос. Санджурского сланцы имеют возраст 420 млн. лет.

Метаморфические образования каледонского возраста определены в составе Ильменогорского комплекса, Сысертского гнейсового и Салдинского амфиболово-гнейсового комплексов. Плагиогнейсы, мигматиты, биотит-графитовые гнейсы и биотитизированные амфиболиты Ильменогорского комплекса по определениям УГУ (А. П. Гревцова) имеют возраст метаморфизма, лежащий в пределах 380—440 млн. лет. Салдинский амфиболово-гнейсовый комплекс представляет собой довольно сложное образование, состоящее, главным образом, из роговообманковых гнейсов и амфиболитов, которые имеют между собой переходные разности в зависимости от соотношения основных компонентов — плагиоклаза и амфибола. Ряд исследователей этот комплекс так же, как и Ильменогорский, относят к докембрию (9, 8, 25 и др.), допуская, что в течение палеозоя породы субстрата были переработаны и омоложены процессами гранитизации и регионального метаморфизма. Слюдяные гнейсы с. Медведево на р. Салде показали по слюде возраст 370 млн. лет (22, 23). Амфибол-биотитовые гнейсы (пос. Басьяновский) по определению УГУ имеют возраст 379 млн. лет, а мусковитовый диафорит по амфиболиту — 390 млн. лет. Из Сысертского гнейсового комплекса в лаборатории УГУ определялись кварц-серицитовые и филлитовые сланцы Полевского района. Абсолютный возраст этих сланцев — 370 млн. лет, т. е. позднекаледонский.

Наиболее метаморфизованные толщи Мугоджар, ассоциирующие с разнообразными, в основном гранитными магматическими породами, слагают Мугоджарский антиклинорий. По Г. И. Водорезову (2), в составе метаморфических толщ выделяются два комплекса пород: нижний — гнейсовый и верхний — кристаллических сланцев. В наших предыдущих работах (21, 11) уже разбирались вопросы о возрасте метаморфизма, проявившегося в Мугоджарах. Обобщение же большого количества определений, полученных в лабораториях ИГ БФАН СССР, МГУ—ГЕОХИ АН СССР и ҚазИМС, показало, что кроме байкальского и герцинского циклов метаморфизма в Мугоджарском антиклинории проявился также и

каледонский цикл. К нему относятся продукты метаморфизма, наложенного на породы нижнего гнейсового комплекса (аплито-гнейсы, гранито-гнейсы, плагио-гнейсы, мусковитовые гнейсы), для которых по мусковиту и реже по микроклину получен возраст, лежащий в интервале 380—500 млн. лет. Верхний сланцевый комплекс оказался менее измененным. По слодам и полевым шпатам для него получены более «устойчивые» каледонские значения. Так, например, кварц-хлоритовый сланец р. Эбеты имеет возраст 465 млн. лет, мусковит-биотит-кварцевые сланцы руч. Кандыкора — 408, 402, 390 млн. лет и т. д. Мугоджарские полициклические магмато-метаморфические комплексы, несомненно, нуждаются в специальном целенаправленном геолого-радиологическом изучении с целью расшифровки сложной истории их формирования.

В заключение следует отметить, что приведенная геохронологическая характеристика каледонского цикла магматизма и метаморфизма еще не позволяет во всеуральском масштабе проследить расположение в пространстве каледонской эвгеосинклинальной зоны, однако ее существование обосновывается совокупностью геологических и радиологических данных достаточно уверенно. Кроме собственного каледонского структурного этажа, образующего отдельные крупные блоки в пределах восточного склона Урала, результаты геохронологических исследований позволяют выделить приразломные зоны проявления каледонского анорогенного магматизма и наложенного метаморфизма (местами глубинного диафтореза) в области западного склона Урала и Уралтауского мегаантиклинория. В последней зоне, а также в зоне герцинской эвгеосинклинали отмечается локальное «омоложение» каледонских кристаллических пород под влиянием герцинского магматизма и метаморфизма.

Необходимо дальнейшее геолого-радиологическое изучение каледонских интрузий и метаморфических комплексов Урала и Мугоджар с выделением их на геологических и тектонических картах, особенно для районов, где с ними связаны рудные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. Абсолютная геохронология пегматитов Мугоджар. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 8.
2. Водорезов Г. И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
3. Гаррис М. А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
4. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

5. Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., «Наука», 1967.
6. Гревцова А. П. Абсолютный возраст пород Тагило-Кушвинской сиенитовой интрузии и связанных с ней контактово-метасоматических железорудных месторождений. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1966.
7. Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. — Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 71, 1966.
8. Кейльман Г. А. Новые данные о геологическом строении Сысертской гранитной интрузии. — «Сов. геология», 1958, № 6.
9. Кузнецов Е. А., Зиновкин А. Д. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. — Тр. ИГН, 147 (43), 1953.
10. Ленных В. И. О возрасте метаморфических пород зоны Урал-Тау по данным калий-аргонового метода. — Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1963.
11. Ленных В. И., Паламарь Н. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1966.
12. Ленных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в мигросинклинальной области Южного Урала (по данным калий-аргонового метода). — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
13. Лозовая Л. С., Попов Ю. Н. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
14. Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. — «Тезисы докладов на Совещании по унификации стратиграфических схем Урала». Л., Госгеолтехиздат, 1956.
15. Мамаев Н. Ф. Об условиях залегания некоторых каменноугольных толщ на восточном склоне Южного Урала. — Зап. Уральск. геол. общ., вып. 2. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1948.
16. Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегаантиклинория. М., «Наука», 1967.
17. Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — «Вестник МГУ», сер. геол., 1965, № 5.
18. Молдаванцев Ю. Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
19. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
20. Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд. АН СССР, 1962.
21. Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.
22. Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст докембрийских и палеозойских образований Урала по новым данным калий-аргонового и альфа-свинцового методов. — Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1963.
23. Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
24. Овчинников Л. Н., Степанов А. И., Краснобаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических об-

разований Урала. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. II Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1969.

25. Пейве А. В. Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. М., Изд. МОИП, 1947.

26. Пронин А. А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. — Тр. ГГИ УФАИ СССР. Сб. по вопросам стратиграфии, вып. 51. Свердловск, 1960.

27. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., «Наука», 1965.

28. Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.

29. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968.

30. Сергиевский В. М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогения Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

31. Сергиевский В. М. Проявление колчеданной минерализации к северу от Красноуральска. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1944, № 5.

32. Сирин Н. А. Гранитные интрузии Приполярного Урала. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 40, 1941.

33. Сирин Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 72, 1945.

34. Сирин Н. А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1962.

35. Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. О возрасте гранитных интрузий Урала. — ДАН СССР, т. 90, № 6, 1953.

36. Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

37. Ступникова Н. И., Зыков С. И., Миловский А. В., Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. О возрасте метаморфических и метасоматических пород Мугоджар. — «Вестник МГУ», сер. геол., 1964, № 5.

38. Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис на примере хр. Марун-Кеу. Автореферат диссертации. М., 1966.

39. Фишман М. В. Некоторые особенности магматизма Приполярного Урала. — Тр. ИГ Коми ФАН СССР, вып. 4. Сыктывкар, 1963.

40. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963.

41. Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

Л. С. ЛОЗОВАЯ, М. А. ГАРРИС, А. П. ГРЕВЦОВА

ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА НА УРАЛЕ

Герцинский цикл геологической истории Урала, по геохронологическим данным, обнимает отрезок времени от 370 до 230 млн. лет и подразделяется на три этапа — ранне-средне- и позднегерцинский¹. В относительном летосчислении герцинский цикл, по нашим данным, начинается со среднего девона (эйфеля) и заканчивается на границе с триасом.

В течение герцинского цикла развития Урала, как известно, сформировался своеобразный комплекс ультраосновных, основных, средних, кислых и щелочных интрузий, среди которых наиболее широко распространены габброиды и гранитоиды, причем последние разделяются на два генетических и петрохимических ряда — габбровый и гранитный. Метаморфические образования герцинского цикла включают разнообразные породы от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций (гнейсы и мигматиты, кристаллические сланцы, филлиты и др.).

В наших предыдущих работах уже довольно широко освещались вопросы магматизма и метаморфизма герцинского цикла, особенно для гранитоидов эвгеосинклинальной и метаморфических образований миогеосинклинальной областей Урала. Здесь приводится краткая сводка геохронологических данных по герцинским магматическим и метаморфическим образованиям Урала с более подробным рассмотрением новых материалов, полученных за последние годы в лабораториях ИГ БФАН СССР и УГУ, и опубликованных материалов других лабораторий (ИГЕМ АН СССР, УФАН СССР, МГУ — ГЕОХИ АН СССР, Коми ФАН СССР, ВСЕГЕИ).

Кроме данных калий-аргонового метода (4, 13, 15, 17, 21—29, 35, 40, 42, 6) использованы также данные альфа-свинцового метода (11). Небольшое количество датировок получе-

¹ См. табл. 1 в статье данного сборника «Геохронологическая схема...».

но также рубидий-стронциевым и урано-свинцовым методами (9, 11, 36).

В миогеосинклинальной области Южного Урала магматические породы, связанные с герцинским циклом, представлены отдельными мелкими разрозненными гранитоидными интрузиями и пегматитами (Сыростанский и Киолимский массивы Златоустовского района, небольшие гранитные и гранодиоритовые тела Уфалейского комплекса), с которыми, вероятно, связан герцинский метаморфизм этих многоэтапных метаморфических комплексов (4, 15).

Более широкое распространение имеют гранитоидные интрузии в миогеосинклинальной области Приполярного Урала. Так, в районах Печорского Урала описаны многоэтапные сложнопостроенные гранитоидные интрузии — Николайшорская, Малдинская, Кожимская, Народнинская, Патокская, Мань-Хамбо, в которых широко проявлены магматические и метаморфические образования герцинского тектоно-магматического цикла (41, 43, 44).

Небольшое количество датировок имеется для герцинских гранитоидов Харбейского антиклинория (Центрально-Уральское поднятие Полярного Урала). Гранитоиды представлены обычно мелкими согласными телами микроклин-пертитовых, сильно альбитизированных лейкократовых гранитов и гнейсовидных гранитов, диоритов и плагиогранитов. Вопрос об истории формирования гранитоидов Харбейского антиклинория чрезвычайно сложен. Тела гранитоидов интродуцируют только рифейско-нижнепалеозойские осадочные породы. Галька гранитоидов отмечается в базальных горизонтах отложений верхнесобского комплекса, возраст которого, особенно его нижняя возрастная граница, однозначно не установлены.

В бассейне р. Осовой А. В. Хабаков (45) обнаружил гальку микроклин-пертитовых гранитов в основании ордовикских отложений. К. А. Львов описал крупные, плохо окатанные валуны микроклин-пертитовых гранитов в базальных горизонтах ордовикских отложений Приполярного Урала. Данных абсолютного возраста по Полярному Уралу пока еще мало, но имеющиеся не укладываются в представление об одном только доордовикском возрасте гранитоидов. Абсолютный возраст ряда гранитоидных массивов лежит в пределах 350—250 млн. лет, что отвечает герцинскому тектоно-магматическому циклу. К такому же выводу пришли и Ю. Е. Молдаванцев (20) и А. С. Перфильев (30), отмечая вместе с тем полихронность процессов гранитообразования.

Для герцинского цикла эвгеосинклинальной области Урала характерно почти параллельное развитие двух генетически обособленных магматических формаций гранитоидов — габбровой и гранитной. Первая формация, как известно, приурочена к Тагило-Магнитогорскому мегасинклинорию, а вторая —

к Восточно-Уральскому антиклинорию. Схема строения герцинского структурного этажа последней зоны изображена на рис. 1.

Для гранитоидов габбрового ряда Южного Урала довольно много определений абсолютного возраста получено по различным массивам Магнитогорского и Ащebutакского интрузивных комплексов. К Магнитогорскому комплексу принадлежат массивы горы Магнитной, Куйбасовский, Московский, Бриентский, Богдановский и массив горы Чека. С этим комплексом

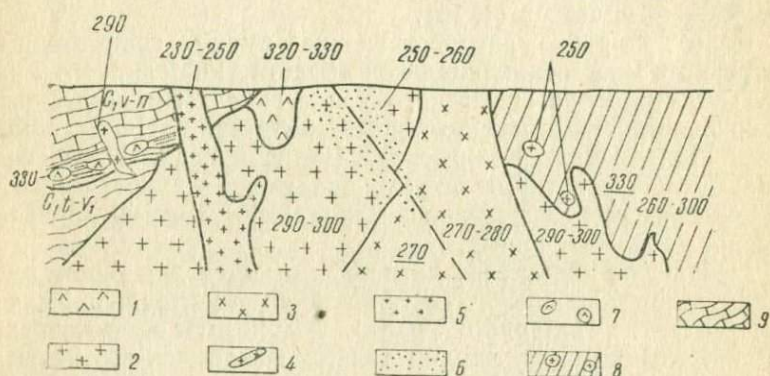


Рис. 1. Геолого-геохронологическая схема строения герцинского структурного этажа (D_2 — P_2) эвгеосинклинальной зоны Урала.

1 — диориты, 2 — порфировидные и другие микроклиновые биотитовые граниты, 3 — аляскитовые граниты, 4 — пегматиты, 5 — лейкократовые мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, аплиты, 6 — грейзены и грейзенизированные граниты, 7 — гальки гранодиоритов и плагиогранитов, 8 — инъекционные гнейсы с метасоматическим микроклином, 9 — вмещающие терригенно-карбонатные отложения карбона, 10 — тектонические нарушения, 260 — калий-аргоновый возраст, млн. лет, 270 — альфа-свинцовый возраст, млн. лет.

связан ряд контактово-метасоматических железорудных месторождений и рудопроявлений. Названные массивы залегают среди вулканических и осадочных пород колтубанской свиты верхнего девона, березовской и кизильской свит нижнего карбона. Они сформировались в три интрузивные фазы. С первой связано образование габбро, габбро-диоритов и габбро-диабазов, а со второй — различных гранитоидов — гранитов, граносиенитов, плагиогранитов, трондjemитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Дайки и небольшие интрузивные тела граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров образуют завершающий позднемагматический жильный комплекс. Массивы Бриентский, Богдановский и горы Чека охарактеризованы в наших предыдущих работах (4, 17), поэтому мы останавливаемся на данных, полученных для собственно Магнитогорской группы массивов.

Куйбасовский массив и массив горы Магнитной отлича-

ются весьма разнообразным составом пород с преобладанием гранитоидов. Это разнообразие связано с широким развитием процессов ассимиляции. Гранодиориты, кварцевые диориты, трондьемиты, плагииграниты и частично граносиениты образовались в результате взаимодействия гранитов с породами первой интрузивной фазы и с вмещающими породами (39). Московский массив более однороден. Породы первой интрузивной фазы развиты в основном в его внешних зонах.

О геологическом возрасте Магнитогорского массива существуют весьма разноречивые данные. А. Н. Заварицкий (10) на основании пересечения гранитами известняков горы Магнитной установил их посленижнекарбонный возраст. В. В. Потапьев (32), указывая на отсутствие в известняках кизильской свиты следов контактового метаморфизма и даек пород, генетически связанных с гранитоидами, считает возможным принять возраст этих известняков (позднее визе) за верхнюю возрастную границу магнитогорских гранитов. К. П. Плюснин (31) на основании геолого-структурных построений и определений абсолютного возраста (24, 25) относит магнитогорские граниты к докарбонным образованиям. Г. Б. Ферштатер (38, 39) при съемке Магнитогорского рудного поля установил пересечение гранитами нижневизейских осадочной и диабазовой толщ как на горе Магнитной, так и в западных контактах Московского и Куйбасовского массивов. Верхней возрастной границей гранитоидов Г. Б. Ферштатер считает раннюю пермь, так как в нижнепермских песчаниках, развитых в осевой части Магнитогорского синклинория западнее г. Магнитогорска, обнаружены обломки микропегматитовых гранитов, аналогичных магнитогорским.

В настоящее время для Магнитогорского района мы располагаем результатами 20-ти определений абсолютного возраста, выполненных в геохронологических лабораториях ИГГ УФАН СССР, УГУ и ИГ БФАН СССР. Из них 14 проб отобраны совместно с Г. Б. Ферштатером. К сожалению, для этой группы пород определения производились лишь по валовым пробам, так как выделение биотита оказалось весьма затруднительным в связи с его низким содержанием (табл. 1). Анализировались породы второй (по Г. Б. Ферштатеру) интрузивной фазы (№ 1—17) и позднемагматического жильного комплекса (№ 18—20).

С целью выяснения надежности К-Аг-датирования по породе в целом и, в частности, приведенных возрастных значений для трех представителей данного интрузивного комплекса Е. А. Денисенко проводились исследования сохранности радиогенного аргона (пробы 3018, 3229, 3267). Эти исследования, при сравнении их результатов с результатами изучения миграции радиогенного аргона в главных используемых для радиологического датирования минералах (слюдах и

Таблица 1

Калий-аргоновые датировки интрузивных и приконтактовых пород
Магнитогорского рудного района

№ проб	Место взятия, название породы, характер пробы	K, %	Ar ⁴⁰ , 2/2·10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
Магнитогорский массив						
A-13	Гора Березовая, гранодиорит	2,54	68	0,0220	355	Лаборатория ИГГ УФАН СССР (Овчинников, 1963)
3229	Скв. 801, гл. 115 м, гранодиорит	2,59	67	0,0212	350	Лаборатория ИГ БФАН СССР*
3020	Скв. 801, гл. 950 м, диорит	1,25	31	0,0203	320	То же
3229	Скв. 801, гл. 147 м, плагиогранит	3,34	78	0,0191	315	То же
—	Скв. 801, гл. 110 м, гранит	—	—	—	300	Лаборатория УГУ
3009	Скв. 807, гл. 131, 5 м, гранит роговообманковый	1,92	48	0,0205	340	Лаборатория ИГ БФАН СССР*
—	Скв. 807, гл. 130,8 м, гранит	—	—	—	320	Лаборатория УГУ
A-60	Скв. 810, гранит	3,27	89	0,0223	360	Лаборатория ИГГ УФАН СССР (Овчинников, 1963)
3817	Скв. 810, гл. 600 м, гранит	3,35	82	0,0200	330	Лаборатория ИГ БФАН СССР*
3816	Скв. 810, гл. 600 м, гранит, полевошпатовая фракция	3,53	88	0,0204	335	То же
3766	Скв. 810, гл. 1000 м, гранит	2,40	52	0,01730	290	Лаборатория ИГ БФАН СССР*
3015	Скв. 810, гл. 26 м, роговик	1,70	38	0,0188	298	То же
3235	Скв. 937, гл. 249 м, гранит	2,66	59	0,0181	296	То же
Куйбасовский массив						
A-14	Гора Малый Куйбас, гранодиорит	3,78	95	0,0206	335	Лаборатория ИГГ УФАН СССР (Овчинников, 1963)
—	Скв. 886, граносенит	—	—	—	330	Лаборатория УГУ
Московский массив						
3272	Скв. 888, гл. 150 м, гранит	2,44	58	0,0195	315	Лаборатория ИГ БФАН СССР*

Продолжение

№ проб	Место взятия, название породы, характер пробы	K, %	Ar ⁴⁰ , 2/2·10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
—	Скв. 888, гл. 130 м, гранит	—	—	—	320	Лаборатория УГУ
3774	Скв. 882, гл. 150 м, гранит	3,10	69	0,0182	300	Лаборатория ИГ БФАН СССР*
3267	В 5 км от г. Магнитогорска по дороге на г. Верхнеуральск, граносенитпорфир	1,75	41	0,0192	310	То же
3018	В 5,5 км от г. Магнитогорска по дороге на г. Верхнеуральск, граносенитпорфир	1,75	38	0,0180	295	То же
3232	Гора Железнодорожная, аплит розовый	2,41	47	0,0160	270	То же

* Определения калия выполнены М. А. Костиной и А. Б. Нагель, радиогенного аргона — А. П. Аршиновым, В. Л. Васильевым, Е. А. Денисенко, Р. Т. Меньшиковой и Ю. Н. Поповым.

полевых шпатах), показали правомерность определения абсолютного возраста магматических пород по валовым пробам (7).

Как видно из приведенной табл. 1, возрастные значения, полученные для магнитогорских гранитов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, лежат в интервале 360—300 млн. лет, причем возраст древнее 340 млн. лет характеризует только четыре пробы; большинство же возрастных значений укладывается в более узкий интервал — 300—340 млн. лет; среднее значение — 330 млн. лет. Это значение и может быть принято для датировки пород второй интрузивной фазы Магнитогорской группы массивов. Согласно единой геохронологической шкале (1), этот возраст отвечает началу карбона. Для позднемагматического жильного комплекса получено только три значения возраста, среднее из которых составляет 290 млн. лет. Учитывая послерудное образование этого комплекса (39), можно считать, что возраст магнетитового оруденения ограничивается интервалом 290—320 млн. лет.

Более южные интрузивные массивы магнитогорского комплекса — Бриентский, Богдановский и массив горы Чека также образовались, по-видимому, в 2—3 фазы. Так, граниты Бриентского и Чекинского массива имеют возраст 300 млн.

лет, а сиениты Богдановского и Бриентского — 270—280 млн. лет.

В еще более южном — Ащebutакском интрузивном комплексе выделяются Ново-Орский, Иссиргужинский, Можаровский, Мусогатский, Дуненский, Верхне-Солончатский, собственно Ащebutакский и гранодиориты Шиликтинского массива. По составу в Ащebutакском комплексе преобладают роговообманковые и биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Среди диоритов кроме чисто интрузивных имеются гибридные разновидности, сформировавшиеся при участии ассимиляционных процессов (эндоконтакты Можаровского, Иссиргужинского, Ащebutакского и Шиликтинского массивов). Эти массивы интрузируют диабазы, диабазовые порфириды и другие породы эйфеля и нижней части живета. К юго-востоку от Шиликтинского массива в конгломератах турне — нижнего виэе обнаружены довольно крупные гальки гранитоидов, аналогичных диоритам и биотит-роговообманковым разновидностям гранитов, слагающих Шиликтинский массив (37). Абсолютный возраст гранодиоритов Шиликтинского массива — 355 млн. лет, т. е. донижнекарбоновый. Известны также находки обломочного материала других гранитоидов в конгломератах основания фаменского яруса (5). Эти гранитоиды, конечно, могут принадлежать к представителям досреднедевонских (каледонских) интрузий, однако представляет интерес проверить на разнообразном материале, нельзя ли среди послэйфельских и доверхнетурнейских магматических образований выделить еще и предфаменскую фазу. Галька гранитоидов в основании верхнего турне этого района указывалась Я. А. Рихтером (33).

Геохронологические данные по интрузивным массивам Ащebutакского комплекса приведены в наших прежних работах (4, 17). Возраст гранитоидов лежит в пределах 260—310 млн. лет (средняя и поздняя фазы формирования этих массивов).

Имеющиеся для интрузивных комплексов Восточно-Уральского мегаантиклинория многочисленные геохронологические данные отражены в упомянутых выше работах. Не повторяя эти данные, мы остановимся на ранее не рассматривавшихся нами материалах по западной зоне мегаантиклинория, а также на вопросе выделения интрузивных фаз.

В западной зоне Восточно-Уральского мегаантиклинория в пограничной области Южного и Среднего Урала в виде узкой меридиональной полосы располагается Вишневогорско-Ильменогорский щелочной комплекс. Среди интрузивных пород этого комплекса выделяются лепидомелановые нефелиновые сиениты-миаскиты и разнообразные породы фации эндоконтактов: амфиболовые миаскиты, биотитовые и амфиболовые плагиомиаскиты, сиениты, плагиосиениты. Жильная фа-

ция представлена мелкозернистыми мнаскитами, мнаскитовыми и сненитовыми пегматитами. По Вишневогорско-Ильменогорскому комплексу имеется большое количество радиологических данных, полученных в лабораториях ВСЕГЕИ, ИГГД АН СССР, УФАН СССР и ГЕОХИ АН СССР. Датировки по щелочным породам и связанным с ними жильным образованиям определяют время формирования комплекса в интервале 320—230 млн. лет, что в общем характерно для всего Восточно-Уральского мегаантиклинория. Данные свинцово-изотопного, калий-аргонового, рубидий-стронциевого и альфа-свинцового методов, полученные для Ильменских гор (34, 21, 9, 19, 36), довольно хорошо согласуются между собой. Они лежат в сравнительно узком возрастном интервале — от 290 до 230 млн. лет. При этом в соответствии с геологическими представлениями намечается определенная возрастная последовательность: возраст редкометальной минерализации гранитных пегматитов (домиаскитовых) определяется в 270 млн. лет; в этом же интервале лежит и возраст слюд из пегматитов; возраст полевых шпатов из ряда пегматитовых жил равен 250—260 млн. лет; для нефелинов и микроклинов из мнаскитовых пегматитов и мнаскитов он близок к 240—260 млн. лет, а для биотитов — к 275 млн. лет. Наконец, формирование самых молодых амазонитовых пегматитов произошло, вероятно, еще позднее — около 230 млн. лет (рубидий-стронциевый метод; 7).

В осевой зоне Восточно-Уральского мегаантиклинория в пределах Среднего и Южного Урала и его продолжения на юг (Мугоджарского антиклинория) почти все изученные массивы гранитоидов оказались герцинскими. К их числу принадлежат диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты (со связанными с ними пегматитами) Верх-Исетского, Мурзинского, Рефтинско-Малиновского, Шарташского, Сысертского, Калдинского, Челябинского, Шиловского, Коневского, Тюбукского, Кочкарского, Варненского, Астафьевского, Джабык-Карагайского, Неплюевского, Варшавского, Кацбахского, Суздукского, Адамовского, Аниховского, Тик-Бутакского, Курмакского, Еленовского, Нижне-Ушкатынского, Шотинского, Кайрактинского, Борсуксайского, Олы-Талдыкского и других массивов (3, 16, 4, 24, 25, 29, 17, 2 и др.).

Герцинский возраст гранитоидов Мурзинского, Кочкарского, Шиловского, Тюбукского, Борсуксайского, а также Народнинского массивов, лежащий в пределах 240—330 млн. лет, определен также альфа-свинцовым методом по циркону (11).

По Мугоджарам, кроме наших геохронологических данных (14) и данных Мугоджарской экспедиции МГУ (18, 2 и др.), имеется известное количество неопубликованных К-Аг-датировок, полученных в лабораториях МГУ — ГЕОХИ АН СССР, КазИМСа и в ИГ Каз СССР. Приводить их до опубликования

геохронологических каталогов не представляется возможным. По этой причине имеющиеся материалы (223 датировки) мы обобщили в форме прилагаемой табл. 2. Из нее следует, что в Мугоджарском антиклинории в герцинском цикле могут быть выделены те же три этапа интрузивного магматизма — ранний, средний и поздний, причем наибольшее количество изученных интрузивных тел относится к границе среднего и позднего этапа и к последнему этапу.

К герцинскому же циклу относится формирование ныне погребенных массивов Зауральского мегаантиклинория — Кузнецовского, Красногвардейского, Гаевского, Троицкого, Бобровского, Масловского и др.

В наших предшествующих работах приводились доказательства того, что герцинские гранитоиды Восточно-Уральского мегаантиклинория формировались в течение длительного отрезка времени, охватывающего около 100 млн. лет, а с позднемагматическими жильными телами — до 110 млн. лет. Формирование это было многоэтапным, причем не исключено, что каждый из этапов может быть подразделен еще на несколько фаз. Совокупность геологических и радиологических данных позволяет на наиболее хорошо изученных гранитоидных массивах следующим образом выделить и датировать по крайней мере три этапа интрузивного магматизма: 1) допозднетурнейский (или доранневизейский) — 335—320 млн. лет; 2) послесредневизейский — 320—290 млн. лет; 3) послесреднекарбонный — 260—230 млн. лет.

К первому этапу принадлежат датированные нами гранодиориты и плагиограниты, входящие в состав Кочкарской интрузии, Астафьевского, Суундукского, Кацбахского, Крыклинского, Адамовского, Джайлгинского и Домбаровского массивов. В табл. 3 помещены дополнительные данные по плагиогранитам и гранодиоритам, полученные в лабораториях УГУ и УФАН СССР.

Ко второму этапу относятся нормальные граниты главной интрузивной фазы, образующие наиболее крупные тела так называемых микроклиновых порфиридных гранитов¹, а также связанные с ними пегматиты.

К третьему этапу следует причислять различные малые интрузии и жильные тела лейкократовых гранитов, гранитпорфиоров и аплитов. Для некоторых из них известны интрузивные контакты со средним карбоном (Лопатовская дайка и др.).

На примерах Суундукского, Крыклинского и Домбаровского массивов нами было показано, что выделение упомянутых этапов хорошо подтверждается не только по взаимоотноше-

¹ Порфиробласты микроклина в этих гранитах обычно являются более поздними метасоматическими.

Таблица 2

Сопоставление геохронологических данных по Мугоджарам
(герцинский цикл магматизма и метаморфизма)

Тектоно-магматические этапы	Магматические породы						Метаморфические породы			Итого
	диориты, гранодиориты, плагиограниты	граниты, сиениты	пегматиты	гранит-порфиры и др. жильные	итого	эффузивы	амфиболитовая фация	зеленосланцевая фация	метасоматические образования	
Поздний	$\frac{295-250}{5}$	$\frac{295-250}{23}$	$\frac{300-270}{14}$	$\frac{275-260}{2}$	44	$\frac{290-265}{2}$	$\frac{300-250}{21}$	$\frac{298-250}{10}$	$\frac{280-250}{6}$	89
	—	—	—	—		—	—	$\frac{285-265^*}{6}$	—	
300										
Средний	$\frac{320-300}{5}$	$\frac{325-300}{13}$	$\frac{330-310}{3}$	$\frac{330-300}{6}$	27	$\frac{320}{2}$	$\frac{325-305}{4}$	$\frac{330-300}{5}$	—	39
330										
Ранний	$\frac{355-335}{4}$	$\frac{345-335}{2}$	$\frac{315}{1}$	—	7	$\frac{365}{1}$	$\frac{360-335}{9}$	—	—	17
Итого . . .	14	38	18	8		78	5	37	16	

Примечание. В числителе — возрастной интервал в млн. лет; в знаменателе — количество определений (калий-аргоновый метод).

* Значения возраста, полученные свинцово-изотопным методом (Ступникова и др., 1962).

Таблица 3

Геохронологические данные по гранодиоритам и плагиогранитам первой интрузивной фазы герцинских гранитоидных интрузий Урала

№ проб	Место взятия, название породы, характер пробы*	K, %	Ar ⁴⁰ , 2/2 · 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ /K	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
Чернореченский массив						
940	В 1 км южнее с. Черноречье, порфирированный плагиогранит	2,14	53,4	0,02046	335	Лаборатория УГУ
939	Там же, диорит кварцевый	1,98	49,1	0,02038	334	То же
938	В 2 км севернее с. Каменная Санарка, скв. 331, плагиогранит биотитовый	2,02	50,3	0,02043	335	То же
Камбулатовский массив						
929	Челябинская обл., скв. 125 (гл. 38,0 м) Кундровинского ГСО, диорит	0,79	19,4	0,02012	330	То же
Астафьевский массив						
A-376	Севернее пос. Астафьевский, скв. 720, гл. 66,5, плагиогранит	1,24	32	0,0214	345	Лаборатория ИГГ УФАН СССР (Овчинников, 1963)
A-379	Севернее пос. Астафьевский, скв. 904, гл. 40 м, плагиогранит	2,40	68	0,0206	335	То же
504	Астафьевское месторождение, Южный участок, скв. 1808, гл. 154, диорит	1,85	55,3	0,02008	330	Лаборатория УГУ
495	Астафьевское месторождение, Северный участок, скв. 970, плагиогранит	2,34	54,5	0,01882	315	То же
Суундукский массив						
1779	Кваркенский р-н, в 3 км по аз. 20 от смолокурни, плагиогранит, магнитная фракция, обогащенная биотитом	3,86	94	0,01996	330	Лаборатория ИГ БФАН СССР (Лозова, Попов, 1966)

Продолжение

№ проб	Место взятия, название породы, характер пробы*	K, %	Ar ⁴⁰ , 2/2 · 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ /K	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
1765	В 15 км на восток от пос. Б. Амурский, гранодиорит, магнитная фракция, обогащенная биотитом	4,68	112	0,01965	324	То же
Кацбахский массив						
2329	Челябинская обл., диорит меланократовый, биотит	6,11	147	0,0197	325	То же
Адамовский массив						
1280	3 км к северу от пос. Речной, диорит	0,55	13,8	0,02061	338	Лаборатория УГУ
1279	4,5 км к северо-востоку от пос. Речной, диорит	1,22	30,0	0,02019	330	То же

* Там, где минералы не указаны, определения выполнены по породе в целом.

ниям магматических образований, но и по соотношениям интрузивных пород с палеонтологически охарактеризованными отложениями карбона. В турнейских песчаниках и конгломератах обнаруживается кластический материал гранитоидов первого этапа, а визейские известняки несут следы контактового воздействия гранитоидов второго этапа (11).

Следует отметить, что многоэтапность формирования герцинских гранитоидных интрузий определяет сложность строения многих массивов и является причиной некоторых беспредметных споров, касающихся возраста тех или иных массивов. Геологи, полагающие, что выделенные массивы представляют собой единое, разновозрастное целое, иногда склонны объявлять те или иные датировки неправильными. На самом деле уклоняющиеся от средних значения возраста отражают возраст либо более древних, либо более молодых, чем основная часть массива, интрузивных фаз. Правильнее было бы многоэтапные и многофазные интрузивные образования называть не массивами, а комплексами и соответствующим образом показывать это на картах. Рассматривая в целом в Уральско-Мугджарском масштабе изученные интрузивные образования герцинского тектоно-магмато-метаморфического цикла, следует подчеркнуть, что главная масса интрузий, а следовательно, и наибольшая активность магматизма характеризуют среднегерцинский тектоно-магматический этап. К позднегерцинскому этапу относятся кроме формирования жильных кислых интрузивных пород

живных тел также метасоматическая микроклинизация и грейзенизация, наложенные на гранитоиды второго интрузивного этапа. Возраст процессов кремниево-калиевого метасоматоза на материалах из Челябинского, Джабык-Қарагайского, Аниховского, Суундукского, Шилово-Коневского, Тюбукского, Котансинского, Акжарского, Нижнеушкатиинского, Шотинского и других гранитоидных комплексов устанавливается, по нашим данным, в границах около 270—250 млн. лет. Для гранитоидов Тагило-Магнитогорского мегасинклиория грейзенизация не характерна, а микроклинизация имеет место, но недостаточно геохронологически изучена (из-за невозможности множественных сравнений возраста биотита и микроклина, а также из-за отсутствия крупных, хорошо выделяющихся вкрапленников микроклина).

Переходим к освещению вопросов геохронологии метаморфических образований герцинского цикла.

Среди этих образований можно выделить несколько групп: 1) глубокометаморфизованные (амфиболитовая фация) метаморфические породы крупных (блоковых?) поднятий типа Салдинского, Ильменогорско-Вишневогорского, Уфалейского и других; 2) регионально метаморфизованные породы (в основном зеленосланцевая фация); 3) локально метаморфизованные образования различных фаций и типов (контактово-инъекционные, аутометаморфические, гидротермально-метасоматические¹ и т. д.).

Материалов по метаморфическим образованиям гораздо меньше, чем по магматическим, и степень их изученности хуже.

В приразломных зонах миогеосинклиальной области Урала и в зоне Урал-Тау герцинский метаморфизм локально проявляется в форме перекристаллизации пород. Следы его устанавливаются в породах Кусинского, Златоустовского, Максютковского и Суваньякского метаморфических комплексов. Перекристаллизация хорошо заметна на слюдах (мусковит переходит в серицит). Контактво-метаморфические образования сопровождают в области западного склона Урала и зоны Урал-Тау небольшие герцинские интрузии типа Сыростанской, Киолимской и др.

Широкое развитие герцинского метаморфизма установлено в Уфалейском метаморфическом комплексе, а также в метаморфических комплексах восточного склона Урала (Вишневогорско-Ильменогорский, Салдинский, Кочкарский и др.) и Мугоджар (см. табл. 2).

В эвгеосинклиальной области Урала герцинские метаморфические образования приурочены в основном к Восточно-Уральскому мегаантиклинорию. И на Урале и в Мугоджарах

¹ Гидротермально-метасоматические образования, связанные с колчеданным оруденением, здесь не рассматриваются.

метаморфические ореолы, связанные с внедрением герцинских интрузий, сочетаются с продуктами динамометаморфизма. Такие крупные многоэтапные гранитоидные комплексы, как Кочкарский, Суундукский, Адамовский, Джабык-Карагайский и другие, «опоясаны» мощными зонами слюдяных гнейсов и кристаллических сланцев. Возраст метаморфизма пород амфиболитовой фации из этих ореолов обычно близок к возрасту гранитоидов главной (280—300 млн. лет) или более поздних интрузивных фаз. Приконтактовые метаморфические образования (кварц-полевошпатовые и кварц-биотит-полевошпатовые роговики), связанные с интрузивными комплексами эвгеосинклинальной области Урала, непосредственно охарактеризованы на примере Магнитогорского и Адамовского интрузивных комплексов. Значения возраста роговиков, как правило, идентичны значениям, полученным для главной интрузивной фазы (290—300 млн. лет, см. табл. 1). Нередки случаи, когда в экзоконтактных зонах интрузий слюды (особенно мусковит) являются более молодыми, чем магматические породы. Это объясняется длительностью выравнивания температур при остывании интрузий, а также влиянием поздней- и послемагматических пневмато-гидротермальных агентов. В пределах Восточно-Уральского пояса гранитоидов особенно широко развиты процессы микроклинизации, грейзенизации и мусковитизации. Грейзенизация обычно приурочена к зонам тектонических нарушений и часто имеет характер околожильных изменений, сопровождая трещинные кварцевые жилы, а в ряде случаев образуя самостоятельные линзовидные и гнездовидные тела.

С гранитоидами габбровой формации Тагило-Магнитогорского мегасинклинория связаны процессы калиевого и натриевого метасоматоза (замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом и калиевого полевого шпата альбитом). Возраст послемагматического (по отношению к главной интрузивной фазе) и позднемагматического (по отношению к заключительным фазам магматизма) метасоматоза в большинстве случаев ограничивается интервалом времени 270—250 млн. лет.

В настоящее время еще трудно однозначно ответить на вопрос о существовании герцинских «чисто региональных» метаморфических образований амфиболитовой фации. Что касается зеленосланцевой фации, то ее представители среди продуктов герцинского регионального метаморфизма, несомненно, имеют широкое развитие, но изучены они еще очень слабо.

Заканчивая на этом беглое рассмотрение геохронологии герцинских магматических и метаморфических образований Урала и Мугоджар, необходимо подчеркнуть их индивидуальность и несходство с более ранними — каледонскими образо-

ваниями, что вместе с другими историко-геологическими и структурно-тектоническими данными, несомненно, доказывает самостоятельность герцинского цикла развития Уральской геосинклинальной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И., Виноградов А. П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
2. Бурмин Ю. А., Зверев В. Л. Абсолютная геохронология пегматитов Мугоджар. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 8.
3. Гаррис М. А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8, 1961.
4. Гаррис М. А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
5. Гаррис М. А., Лозовая Л. С., Мудров И. А., Сагло В. В., Тесаловский М. Д. Геологическая позиция и возраст гранитоидных интрузий восточного склона Оренбургского Урала. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., т. 4. Свердловск, 1966.
6. Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., «Наука», 1967.
7. Денисенко Е. А. К вопросу К-Аг-датирования по валовым пробам. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969, № 5.
8. Дунаев В. А. О времени амазонитизации в пегматитах Ильменских гор по данным рубидий-стронциевого метода. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., т. 4. Свердловск, 1966.
9. Дунаев В. А., Овчинников Л. Н., Краснобаев А. А. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор (Средний Урал). — ДАН СССР, сер. геол., т. 186, № 5, 1969.
10. Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. — Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 122, 1927.
11. Краснобаев А. А. Морфологические особенности и альфа-свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
12. Краснова В. Н. К вопросу о возрасте гранитоидов Суундукского массива. — Ученые записки СГУ, выпуск геол., т. 67. Саратов, 1961.
13. Ленных В. И. О возрасте метаморфических пород зоны Урал-Тау по данным калий-аргонового метода. — Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1963.
14. Ленных В. И., Паламарь Н. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
15. Ленных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Урала (по данным калий-аргонового метода). — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.
16. Лозовая Л. С., Лозовой М. В. О возрасте гранитоидов Кумакского района. — «Вопросы геохронологии и геохимии д. кембрия и па-

леозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1961.

17. Лозовая Л. С., Попов Ю. Н. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.

18. Миловский А. В. Сопоставление этапов тектоно-магматической активности Мугоджар, Урала и Тянь-Шаня (на основании определения возраста пород аргоновым методом). — МГК, XXIII сессия, докл. сов. геол. Пр. 6 и 13а. М., «Наука», 1968.

19. Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. — «Геохимия», 1962, № 8.

20. Молдаванцев Ю. Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. — «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

21. Овчинников Л. Н., Шур А. С., Панова М. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 10.

22. Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — МГК, XXI сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., Изд. АН СССР, 1960.

23. Овчинников Л. Н. и др. Абсолютный возраст различных типов метаморфических образований Урала. — Тр. X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1962.

24. Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст докембрийских и палеозойских образований Урала по новым данным калий-аргонового и альфа-свинцового методов. — Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1963.

25. Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

26. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.

27. Овчинников Л. Н., Подлесова Р. Г., Панова М. В., Шангареев Ф. Л. Результаты определения абсолютного возраста геологических образований Урала, полученные калий-аргоновым методом в 1963—1964 гг. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.» М., «Наука», 1966.

28. Овчинников Л. Н., Степанов А. И. Статистический обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., I. Свердловск, 1966.

29. Овчинников Л. Н., Степанов А. И., Краснобаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. II Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1969.

30. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. М., «Наука», 1968.

31. Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинория. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, № 37, вып. 3.

32. Потапьев В. В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисковых работ на железные руды. — Инф. бюлл. геол. упр., № 17, УТГУ. Свердловск, 1958.

33. Рихтер Я. А. Новые данные о геологическом строении восточного склона Южного Урала (Суундук-Кумакский район). — Тр. молодых ученых. Мат. межвузовской конф., вып. геол.-геогр. Саратов, Изд. СГУ, 1964.

34. Роненсон Б. М., Левин Б. Я., Баженов А. Г., Любимов

в а А. Г. Щелочной комплекс Вишневых и Ильменских гор. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., 4. Свердловск, 1966.

35. Рупасова З. Г. Абсолютный возраст гранитных интрузий и кайнотипных эффузивов Зауралья. — «Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г.». М., «Наука», 1966.

36. Ступникова Н. Н., Зыков С. И., Минеев Д. А. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода. — «Геохимия», 1962, № 7.

37. Тесаловский М. Д., Мудров И. А., Хромых Л. С., Горячкина И. М. Палеозойские магматические формации Южного Урала (Оренбургская обл.), их корреляция и некоторые вопросы металлогении. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. II Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1969.

38. Ферштатер Г. Б. Основные черты интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

39. Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, Изд. УФАН СССР, 1966.

40. Фишман М. В., Симаков Г. В., Голдин Б. А. Гранитоидные интрузии верховий рр. Б. Патока, М. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение. — Тр. ИГ Коми ФАН СССР, вып. I. Сыктывкар, 1960.

41. Фишман М. В. Некоторые особенности магматизма Приполярного Урала. — Тр. ИГ Коми ФАН СССР, вып. 4. Сыктывкар, 1963.

42. Фишман М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963.

43. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. — Тр. ИГ Коми ФАН СССР, вып. 13. Сыктывкар, 1969.

44. Фишман М. В. Гранитоидные интрузии Приполярного Урала и особенности их металлогении. — «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала». Т. I Уральск. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1963.

45. Хабаров А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. — Тр. Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 15, 1945.

Л. С. ЛОЗОВАЯ

МЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП ВУЛКАНИЗМА НА УРАЛЕ

В пределах Уральской складчатой системы исследования последних лет (10, 15, 5, 6, 7, 1, 16 и др.) установлено и подтверждено данными абсолютной геохронологии (12, 13, 14, 2) довольно широкое развитие нижнемезозойских кайнотипных вулканогенных образований. Они приурочены к крупным областям послегерцинских погружений в Полярном Приуралье (Печорский бассейн) и в Зауралье. Это связано, по мнению Д. С. Штейнберга (16), с продолжающимся в период образования нижнемезозойской вулканогенной формации поднятием Урала и опусканием областей Зауралья и Печорской синеклизы.

В Зауралье липарит-базальтовые образования входят в состав туринской серии, а в Печорском бассейне — в состав хойягинской надугленосной серии триаса.

Вулканогенные образования нижнего мезозоя распространены на отдельных изолированных площадях, имеющих в плане форму вытянутых овалов северо-северо-восточного простирания и приуроченных к зонам региональных разрывных нарушений, тяготеющих к глубинным разломам.

Вулканогенные образования залегают обычно на нижнемезозойских пестроцветных грубообломочных отложениях без видимых следов несогласия или на породах палеозоя — с крупным угловым несогласием.

Для разреза вулканогенной толщи характерно резкое преобладание базальтовых пород. Базальты, долериты, габбро-долериты и их туфы тесно связаны друг с другом пространственно и генетически, имеют сравнительно однообразный химико-минералогический состав и кайнотипный облик. Кислые вулканы занимают резко подчиненное значение и представлены липаритами, кварцевыми порфирами и их туфами.

Вопрос о возрасте туринской серии, несмотря на обилие в ней остатков флоры, микрофлоры (спорово-пыльцевые ком-

плексы) и фауны, до сих пор однозначно не решен. Одни исследователи понижают возраст серии до верхнего палеозоя (перми), другие считают ее частично пермской, частично нижнетриасовой, третьи — ниже-среднетриасовой, а некоторые — даже верхнетриасовой. Многие геологи (8,1), особенно те, кому принадлежат наиболее разносторонние работы, относят формирование туринской серии к нижнему триасу. Основанием для этого представления является состав фауны эстерий, найденной в осадочных породах Челябинского бассейна, переслаивающихся с эффузивами.

Безусловно, характер и особенно возраст кайнотипного эффузивного магматизма, поскольку он связывает геосинклинальный и платформенный этапы развития Урала, является одним из существенных вопросов уральской геологии.

Рассмотрим, что дают в этом отношении радиологические материалы. В настоящее время мы располагаем результатами 16-ти калий-аргоновых определений, полученных в лабораториях Уральского геологического управления (14), Уральского филиала АН СССР (12, 13) и Башкирского филиала АН СССР (по материалам К. П. Иванова, Н. Б. Малютина и В. И. Тужиковой).

Исследовались в основном кислые разности — липариты, трахитовые порфиры и кварцевые порфиры, реже — базальты из районов Приполярного (Печорского) Урала, Среднего и Южного Зауралья. Все 16 возрастных значений укладываются в интервал 230—190 млн. лет. В среднем возраст составляет 215 млн. лет, а при исключении наиболее уклоняющегося в сторону омоложения значения среднее из 15 определений составляет 217 млн. лет. Согласно единой геохронологической шкале 1964 г., это отвечает нижнему триасу.

Ниже-триасовый возраст исследованных эффузивных пород достаточно убедительно подтверждается определениями, полученными в нашей лаборатории для липаритов из разреза на р. Синаре, стратиграфическое положение которых не вызывает сомнений. В береговых обнажениях (9) зафиксировано согласное залегание липаритов среди базальтов, а в 0,5—1 км восточнее, у дер. Сидорово, скв. 18 пересечены вулканогенно-осадочные образования с двумя флористически охарактеризованными горизонтами. Первый сверху (гл. 34—64 м) относится к дорэтической части триаса, а второй (гл. 206—209 м) — включает комплекс спор и пыльцы верхнепермско-ниже-триасового облика. На 15 м глубже, в основании этой терригенной пачки, на поверхности базальтов, несущих следы выветривания (лимонитизации), залегает красноватый полимиктовый конгломерат с галькой базальтов. Подстилающие этот конгломерат базальты по петрографическим особенностям и степени измененности существенно отличаются от скрытокристаллических базальтов, перекрывающих нижний спорноносный гори-

зонт. Первые имеют порфировую структуру, по трещинам сильно гематитизированы, хлоритизированы и оталькованы. Граница, проходящая по подошве конгломератов, очевидно, имеет стратиграфическое значение и, вероятно, разделяет нижнетриасовую и верхнепермскую части разреза, расчленить которые по спорово-пыльцевым комплексам из-за близости состава флоры пока не удается.

Липарито-базальтовая толща долины р. Синары по характеру базальтов и их залеганию соответствует нижней надконгломератовой части разреза нижнетриасовых эффузивных пород, вскрытых скв. 18.

Таким образом, значение возраста 215 млн. лет, полученное на липаритах с р. Синары, и идентичные датировки (216, 217 млн. лет) по липаритам и трахитовым порфирам, чередующимся с терригенными отложениями бичурской свиты туринской серии других районов Среднего Зауралья (с. Новосельское, с. Кабаково), хорошо согласуются со средним значением, полученным по данным нескольких лабораторий для туринской серии Зауралья. Они совершенно обоснованно считаются реперными для нижнего триаса.

В пределах орографического Урала присутствие магматических или метаморфических пород триасового или более молодого возраста не установлено. Только для пегматитов и метасоматитов Ильмен калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами были получены возрастные значения, формально относящиеся к триасу и даже к юре. Так, в работе С. Л. Миркиной, Э. К. Герлинга и Ю. А. Шуколюкова (1962) для микроклина из пегматита и нефелин-полевошпатовой фракции приведены возрастные значения, лежащие в интервале 230—200 млн. лет. По неокрашенному микроклину и зеленому амазониту В. А. Дунаевым (3) рубидий-стронциевым методом получено 220—230 млн. лет, а для голубовато-зеленого амазонита и ассоциирующих с ним биотита и альбита — около 170 млн. лет. При этом сам автор отмечает, что процессы низкотемпературной вторичной амазонитизации были связаны с альбитизацией и окварцеванием, проходившими, вероятно, в условиях открытой системы.

Учитывая это замечание, а также то, что рубидий-стронциевые датировки амазонитов (в том числе и голубовато-зеленых) дают очень большой разброс, в два раза превышающий минимальные цифры — от 159 до 320 млн. лет (4), мы считаем приведенные «мезозойские» возрастные значения искаженными в сторону омоложения. То же самое отмечается и для ряда калий-аргоновых датировок. Причина — в многократной минерализации с привнесом щелочей, что ведет к нарушениям радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними изотопами.

Это не позволяет нам относить амазониты и другие мине-

ралы Ильмен, показавшие возрастные значения менее 230 млн. лет, к мезозойским образованиям.

Таким образом, можно считать установленным триасовый (по региональной геохронологической шкале ниже- или ниже-среднетриасовый) возраст только изученных эффузивов туринской серии Зауралья. Это обосновывает представление о том, что именно с триаса начинается новый — платформенный цикл развития Уральской складчатой системы. Образуются крупные разломы, «обрастающие» вулканами, и в результате последовательных опусканий формируется эпигерцинская платформа Зауралья и более восточных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский Н. И., Вялухин Г. И., Умова Л. А., Шатров В. П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. М., «Наука», 1968.
2. Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Денисенко Е. А., Лозовая Л. С., Попов Ю. Н., Соловьева Н. Н. Новые данные к геохронологической шкале Урала. — Тр. XI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1963.
3. Дунаев В. А. О времени амазонитизации в пегматитах Ильменских гор по данным рубидий-стронциевого метода. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., 4. Свердловск, 1966.
4. Дунаев В. А., Дурнева Н. Н. О времени амазонитизации и возрасте амазонитовых пегматитов Ильменских гор по данным рубидиево-стронциевого метода. — «Геохимия», 1967, № 9.
5. Иванов К. П. Нижнемезозойский вулканизм на восточном склоне Урала и в Зауралье. — «Вопросы вулканизма». М., Изд. АН СССР, 1962.
6. Иванов К. П. Нижнемезозойские вулканогенные образования восточного склона Урала. — Тр. Уральск. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
7. Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. — II Уральск. петрогр. совещ. Тез. докл., 3. Свердловск, 1966.
8. Ковальчук Г. М., Моркович Е. М., Фадеева И. З. Палеоботаническая характеристика нижнемезозойских отложений Казахстана. — «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Тр. лаб. геол. угля АН СССР, ч. 3. М., «Наука», 1963.
9. Малютин Н. Б. Новые данные о тектонике и магматизме Среднего Зауралья. — «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
10. Малютин Н. Б. Нижнемезозойские эффузивы Среднего Зауралья. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 2. Свердловск, 1963.
11. Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуколоков Ю. А. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. — «Геохимия», 1962, № 8.
12. Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Тр. I Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
13. Овчинников Л. Н., Степанов А. И., Краснобаев А. А., Дунаев В. А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. II Уральск. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1969.

14. Рупасова З. Г. Абсолютный возраст гранитных интрузий и кайнотипных эффузивов Зауралья. — «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения». М., «Наука», 1966.
15. Тужикова В. И. Об эпохах мезозойского угленакпления на восточном склоне Среднего Урала и в Среднем Зауралье. — Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
16. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала. — Тр. ИИ Уралск. петрогр. совещ., т. 3. Свердловск, 1969.

М. И. ИСМАГИЛОВ, М. З. ИСМАГИЛОВА

О СООТНОШЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ ВЕСЕННЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И КОШЕНСАЙСКОГО МАССИВА ГРАНОДИОРИТОВ

С открытием и освоением на Южном Урале и в Мугоджарах ряда колчеданных месторождений, расположенных вблизи массивов средне- и верхнепалеозойских гранитоидов, проблема генетической связи колчеданного оруденения с кислым интрузивным магматизмом снова начинает привлекать к себе внимание. В печати уже появились работы, отстаивающие точку зрения о генетических связях колчеданного оруденения с интрузивами гранитоидов (2, 3, 4). Б. П. Потапенко и М. Д. Тесаловский считают, что Весеннее месторождение генетически связано с кислым интрузивным магматизмом и формировалось после внедрения Кошенсайского массива под воздействием постмагматических растворов. Авторы данной статьи на основании материалов трехлетнего (1967—1970 гг.) разностороннего изучения этого месторождения и сравнения его с другими колчеданными месторождениями Южного Урала пришли к существенно иным выводам о соотношении оруденения с Кошенсайским массивом гранодиоритов.

Весеннее месторождение располагается на стыке Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия (3). Рудный район, в пределах которого находится месторождение, сложен породами девонского и каменноугольного возраста, представленными вулканогенными образованиями карамалыташской (эйфель) и улутауской (живет) свит. Отложения карбона сложены осадочными породами нижнетурнейско — нижневизейского возраста. Месторождение Весеннее залегает среди диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов карамалыташской свиты и приурочено к восточному крылу Малдыгулсайской горст-антиклинали.

Кошенсайский интрузивный массив гранитов и гранодиоритов расположен в ядре горст-антиклинали. Он представлен биотитовыми плагиогранитами, гранодиоритами и гранитами. Центральная часть массива сложена гранитами, гранодиоритами и плагиогранитами. С массивом ассоциируют жильные гранит-порфиры, диорит-порфиры и лампрофиры. Кроме того, на месторождении выделяются жильные и субвулканические тела габбро-диабазов и липаритовых порфиров, генетически и пространственно связанные с вулканогенной толщей девона.

Структура месторождения изучена слабо. Данные разведочного бурения позволяют судить о том, что рудные тела месторождения приурочены к зоне повышенной трещиноватости и сланцеватости, простирающейся в субмеридиональном направлении параллельно контакту диабазов и гранодиоритов. Предполагается, что эта субмеридиональная рудоконтролирующая зона разбита серией субширотных разрывных нарушений на отдельные блоки. Последние отличаются друг от друга масштабами оруденения и степенью околорудных изменений.

Месторождение состоит из нескольких рудных залежей линзовидной формы, расположенных вдоль рудоконтролирующей тектонической зоны кулисообразно и четкообразно. В отдельных разрезах месторождения наблюдается чередование линз сульфидов и вмещающих пород. Контакты сульфидных залежей с вмещающими породами в большинстве случаев четкие и резкие. Лишь в редких случаях линзы сплошного колчедана в висячем и лежащем боках сопровождаются ореолом вкрапленных сульфидов.

Основным рудным минералом залежей является пирит, содержание которого составляет около 80%. Сульфиды меди и цинка пространственно тесно связаны с пиритом и за пределами концентраций пирита почти отсутствуют. Среди сплошных руд различаются пиритовый, халькопирит-пиритовый и сфалерит-халькопирит-пиритовый типы руд. Минералогические типы руд Весеннего месторождения аналогичны большинству колчеданных месторождений Урала.

Отличительной чертой состава нерудных минералов Весеннего месторождения является наличие контактово-метаморфических образований — амфиболов, шпинели, корунда, биотита, флогопита и др.

Сами руды Весеннего месторождения тоже обладают признаками контактового метаморфизма. Так, сфалерит и халькопирит претерпели локальное переотложение, среди руд появились метаморфические жилы халькопиритового и пирротин-халькопиритового состава. Характерно, что эти жилы обнаруживаются только в пределах халькопирит-пиритовых и сфалерит-халькопирит-пиритовых руд. В рудах отмечается тенденция к концентрации сфалерита в местах перекристаллизации

рудного агрегата. Из других признаков, указывающих на метаморфизм руд, связанный с внедрением и остыванием Кошенсайского гранодиоритового массива, следует указать на слабое развитие в агрегате сульфидов колломорфных текстур, зернистое строение руд с относительно неравномерным распределением в них главных минералов и наличие «чуждых» элементов-примесей (молибдена, олова, циркония и др.) наряду с комплексом элементов, который характерен для руд месторождений колчеданного типа. В результате метаморфизма возникли новые минералы — валлериит, кубанит, пирротин, арсенопирит, корунд, шпинель, кордиерит, антофиллит, актинолит, флогопит, биотит, мусковит и гранаты. Отдельные минералы претерпели полиморфные превращения. Так, например, имеются отчетливые признаки высокотемпературного превращения халькопирита из тетрагональной модификации в кубическую. Контактный метаморфизм сопровождался перераспределением отдельных компонентов руд. Таким путем и возникли пирротин-халькопиритовые и палькопиритовые жилы и концентрации сфалерита в виде жилок, «полосок» и линз в местах интенсивной перекристаллизации пиритового агрегата.

В последние годы разведочными скважинами, пробуренными Домбаровской экспедицией, вскрыт контакт интрузивных пород и колчеданной руды. Многочисленные апофизы гранодиоритов, отходящие в сульфидную массу, отличаются симметрично-полосчатым строением. Их призальбандовые части имеют мелкозернистую текстуру, а центральная зона — крупнозернистую, причем к ней приурочены выделения переотложенного халькопирита.

Очень характерно расположение около рудных тел контакто-метаморфических пород, состоящих из кордиерита, флогопита, биотита, крупночешуйчатого хлорита и кварца в ассоциации с актинолитом, корундом, мусковитом. Подобные породы могли возникнуть за счет метаморфизма богатых магнием околорудных метасоматитов, например, кварц-хлоритовых и серицит-хлорит-кварцевых пород.

Исследования руд позволили нам установить, что процесс формирования месторождения протекал в три этапа: 1) собственно колчеданный, 2) этап прогрессивного контактового метаморфизма, 3) этап постмагматического низкотемпературного минералообразования. Третий этап проявился после становления Кошенсайского массива. Минерализация последнего этапа генетически тесно связана с постмагматическими гидротермальными растворами, существенно отличается от колчеданного типа и явно наложена на интрузивные породы Кошенсайского массива. Наиболее типичными минералами третьего этапа являются карбонаты (кальцит и анкерит), хлорит, серицит, с которыми ассоциируют галенит, гематит, марказит,

тонкозернистый пирит, блеклая руда и поздние генерации халькопирита и сфалерита.

Приведенные данные, по нашему мнению, показывают, что Кошенсайский массив имеет послерудный возраст.

Радиологическое определение возраста пород Кошенсайского массива и наложенного на гранитоиды серицита в лаборатории изотопной геохронологии ИГ БФАН СССР показало следующие результаты (табл. 1).

Таблица 1

№ образцов и проб, адрес	Название пород	Аналитические данные		Возраст, млн. лет
		K, %	Ar ⁴⁰ , н.м.м ³ /г	
Обр. 517, пр. 4938, скв. 2503, гл. 96 м	Биотитовый гранит среднезернистый мусковитизированный. Валовая проба	2,18	0,02868	316
Обр. 828, пр. 4940, скв. 2605, гл. 114,5 м	Жильный аплитовидный гранит. Валовая проба	3,61	0,04510	300
Обр. 1005, пр. 4945, скв. 2927, гл. 105,5 м	Прожилки серицита в гранитах. Валовая проба	3,01	0,03511	282

Как видно из таблицы, граниты Кошенсайского массива, согласно региональной геохронологической шкале (1), относятся к раннему карбону. Послемагматическая серицитизация имеет позднекарбонный возраст. Возраст главной интрузивной фазы Кошенсайского массива определяет верхнюю возрастную границу колчеданного оруденения Весеннего месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол. Пр. 3. М., «Наука», 1964.
2. Жуков Н. М. Зональность метасоматитов медноколчеданного месторождения «50 лет Октября». Материалы к симпозиуму «Критерии рудности метасоматитов». Алма-Ата, 1969.
3. Тесаловский М. Д., Потапенко Б. П. Весеннее месторождение меди и его генетические особенности. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 3.
4. Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Свердловск, 1970.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ
ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Е. А. ДЕНИСЕНКО

О РАДИОГЕННОМ АРГОНЕ В АМФИБОЛИТАХ, ГАББРО-ДИАБАЗАХ И ПИРОКСЕНИТАХ

Опыт К-Аг-геохронометрии по амфиболитам и пироксенитам свидетельствует о том, что наряду с геологически согласующимися значениями возраста экспериментаторы зачастую получают и дискордантные значения. Последние, как правило, относятся к разностям пород, которые при своем становлении или на протяжении дальнейшей геологической истории подвергались воздействию различных эндогенных процессов. В связи с этим нами были выбраны (коллекция В. И. Ленных) пять образцов в различной степени измененных основных и ультраосновных пород с целью изучения количественных характеристик миграции радиогенного аргона. Располагая сведениями о кинетике выделения, значениях энергии активации выделения и коэффициента диффузии радиогенного аргона, легче разобраться в причинах несоответствия геологического и радиологического возраста.

Методом изотермического отжига в глубоком вакууме (1,3) было исследовано два образца амфиболитов, два образца пироксенитов и один образец габбро-диабаза. Химический состав пород приведен в табл. 1.

Амфиболит (Злат. 62—60а) из Златоустовского района Южного Урала, по В. И. Ленных, имеет следующий минералогический состав: натровая роговая обманка — порядка 70—80%, магнетит — около 10—15%, кварц и плагиоклаз — тоже около 10—15%. Первичная порода настолько изменена при амфиболитизации, что не поддается «реконструкции».

Полученные экспериментальные данные о миграции аргона представлены на рис. 1, 2 и в табл. 2. Как видно из интегральной и дифференциальной аргонограмм (см. рис. 1), заметное выделение радиогенного аргона из исследованного амфиболита Злат. 62—60а начинается при довольно низких температу-

Химический состав некоторых горных пород (в вес. %)*

Компонент	Образец				
	амфиболит Злат. 62—60а	амфиболит Шиг. 66—156	пироксенит Шиг. 63—53	пироксенит Шиг. 66—12	габбро-диа- баз Шиг. 66—15
SiO ₂	48,20	48,83	50,54	50,30	49,80
Al ₂ O ₃	14,57	13,68	4,09	4,64	12,61
Fe ₂ O ₃	1,51	4,32	1,88	1,78	2,51
FeO	10,98	7,95	6,12	6,48	10,80
TiO ₂	1,94	1,61	0,94	1,18	1,80
CaO	10,71	11,58	16,10	15,54	10,64
MgO	6,80	6,72	17,80	17,35	7,80
MnO	0,29	0,24	0,18	0,17	0,22
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,06	0,10	0,14
BaSO ₄	0,16	0,10	н. о.	следы	0,20
K ₂ O	0,43	0,33	0,14	0,16	0,30
Na ₂ O	0,83	2,42	0,65	0,67	2,42
п. п. п.	3,07	1,78	1,50	1,29	1,08
Итого ...	99,76	99,72	100,26	99,66	100,32

* Химический анализ выполнен В. Г. Старосельцевой и В. Г. Ярославцевой (Центральная химическая лаборатория БТГУ МГ РСФСР).

рах. Начиная с $\sim 260^\circ\text{C}$ и до $\sim 900^\circ\text{C}$ ступенчатый часовой прогрев примерно через 70°C приводит к потере указанным образцом каждый раз 4—6% аргона. Наиболее интенсивная отдача аргона наблюдается начиная с 900°C , а ее максимум имеет место при температуре около 1100°C . Дифференциальная и интегральная аргонограммы не были сняты до момента полного выделения аргона из амфиболита при очень высоких температурах ($T > 1100^\circ\text{C}$) отжига, т. е. температурный интервал, в котором происходит интенсивное выделение радиогенного аргона, со стороны более высоких температур остался неопределенным.

Следует особо обратить внимание на неожиданное существенное низкотемпературное выделение аргона из исследованного образца амфиболита. Так, при выбранной нами схеме прогрева (см. табл. 2) до температуры 400°C выделилось около 13% аргона от общего содержания, до 600°C — около 30%, а до начала очень интенсивной потери — порядка 55%, т. е. уже более половины всего аргона. При достигнутой в нашем

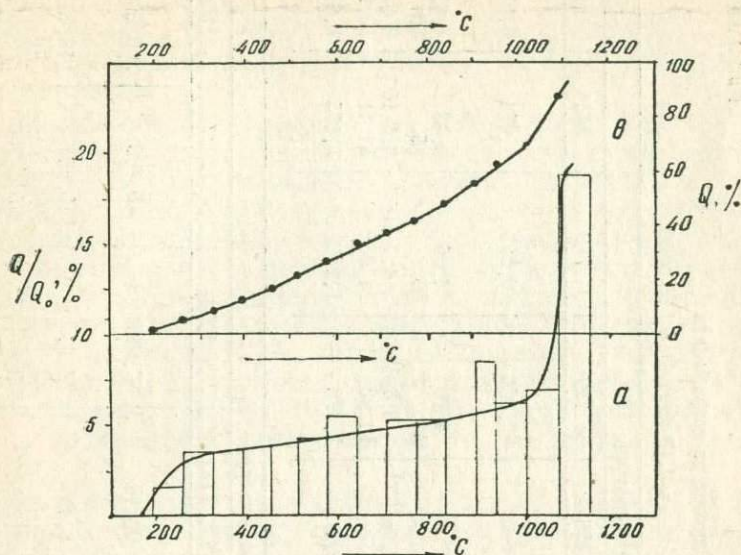


Рис. 1. Аргограмма выделения аргона из амфиболита Злат. 62—60а: а — дифференциальная, в — интегральная.

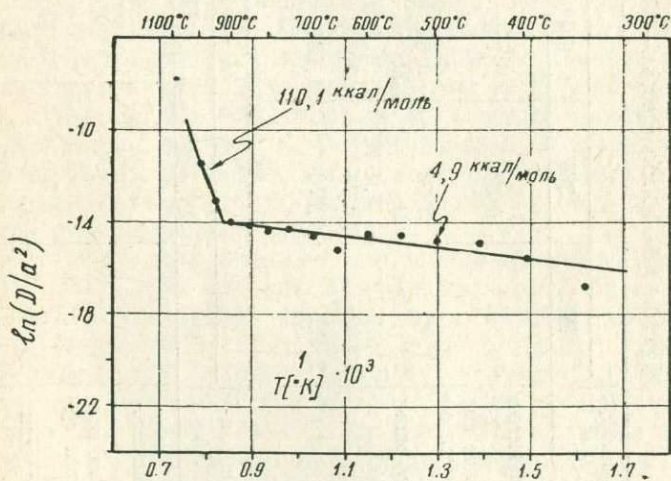


Рис. 2. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в амфиболите Злат. 62—60а.

Кинетика выделения радиогенного аргона из амфиболита

(фракция 0,4—0,8 мм; навеска — 80, 39 г; $Q_{\text{выд}}=1,19 \text{ мм}^3$; $Q_0=1,36 \text{ мм}^3$)

Данные для амфиболита Злат. 62—60а	Температура, °К							
	467	534	601	666	727	788	851	916
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,023	0,049	0,049	0,052	0,056	0,059	0,074	0,064
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	1,66	3,63	3,60	3,79	4,10	4,35	5,43	4,67
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	85	60
D/a ² , сек ⁻¹	6,7·10 ⁻⁹	5,4·10 ⁻⁸	1,4·10 ⁻⁷	2,2·10 ⁻⁷	3,3·10 ⁻⁷	4,7·10 ⁻⁷	5,5·10 ⁻⁷	8,6·10 ⁻⁷
ln D/a ² · (-1)	18,82	16,74	15,80	15,32	14,93	14,56	14,41	13,97
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	2,141	1,873	1,664	1,502	1,376	1,269	1,175	1,092

Данные для амфиболита Злат. 62—60а	Температура, °К						
	983	1048	1113	1181	1234	1293	1364
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,072	0,072	0,074	0,115	0,084	0,093	0,256
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	5,27	5,33	5,39	8,49	6,16	6,86	18,82
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	1,2·10 ⁻⁶	1,5·10 ⁻⁶	1,8·10 ⁻⁶	3,7·10 ⁻⁶	3,5·10 ⁻⁶	5,0·10 ⁻⁶	2,6·10 ⁻⁵
ln D/a ² · (-1)	13,67	13,42	13,20	12,50	12,57	12,21	10,57
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,017	0,954	0,898	0,847	0,810	0,773	0,733

опыте температуре отжига выделилось 87,5% радиогенного аргона от общего его содержания.

Кривая интегральной аргонограммы (см. рис. 1 в) уже при низких температурах ожига имеет относительно большой наклон. После 1000°С наблюдается очень резкое увеличение наклона кривой.

Для исследованного амфиболита обнаружено и измерено по крайней мере два значения энергии активации выделения аргона. С первым значением теплоты диффузии ($E = 7,8$ ккал/моль) связано выделение большого (порядка 60%) количества радиогенного аргона. Этот экспериментальный факт свидетельствует о потенциальной возможности значительной утечки радиогенного аргона из данного амфиболита в течение его геологической истории. Кроме того, из табл. 2 видно, что параметр D/a^2 уже при сравнительно низких температурах имеет достаточно большое значение. Для $T = 328^\circ\text{C}$ он оказался порядка $\sim 1 \cdot 10^{-7}$ сек⁻¹. Это также свидетельствует о возможности потери аргона из амфиболита Злат. 62—60а.

При температуре около 1020°С на кривой $\ln D/a^2 - 10^3/T$ (см. рис. 2) четко фиксируется излом. Он указывает на наличие в амфиболите еще одного энергетического положения радиогенного аргона. Теплота диффузии для этого положения оказалась равной 98,0 ккал/моль. С этим значением E связано около 40% аргона от общего содержания в образце.

Амфиболит (Шиг. 66—156) из обнажения у пос. Шигир Златоустовского района Южного Урала слабо изменен последующими процессами. В его составе — около 95% роговой обманки, примерно 5% плагиоклаза и немного эпидота. В табл. 3, а также на рис. 3, 4 суммированы полученные для изученного образца амфиболита экспериментальные данные. Результаты исследования обоих амфиболитов имеют как сходство, так и существенные различия.

Обратимся к аргонограмме выделения аргона из амфиболита Шиг. 66—156 (см. рис. 3). Прежде всего бросается в глаза то обстоятельство, что при низких температурах в отличие от амфиболита Злат. 62—60а из настоящего образца аргон выделяется в незначительных количествах. Часовой прогрев при $T = 191^\circ\text{C}$ дал всего 0,19%, в то время как в первом случае при $T = 194^\circ\text{C}$ (см. табл. 2) за то же время выделилось уже 1,66% аргона от общего содержания в пробе. До момента начала довольно интенсивного выделения аргона амфиболитом Шиг. 66—156 оказалось потерянным только 17% аргона, тогда как для образца Злат. 62—60а эта доля была немного больше 50%. Сам процесс интенсивной отдачи радиогенного аргона начинается при температуре порядка 800°С, а через максимум проходит при $T \approx 1000^\circ\text{C}$. Величина

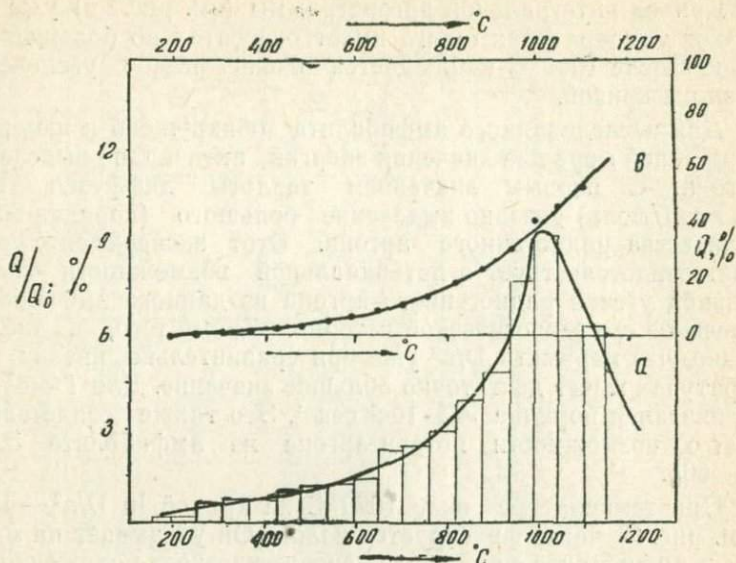


Рис. 3. Аргонграмма выделения аргона из амфиболита Шнг. 66—156:
а — дифференциальная, в — интегральная.

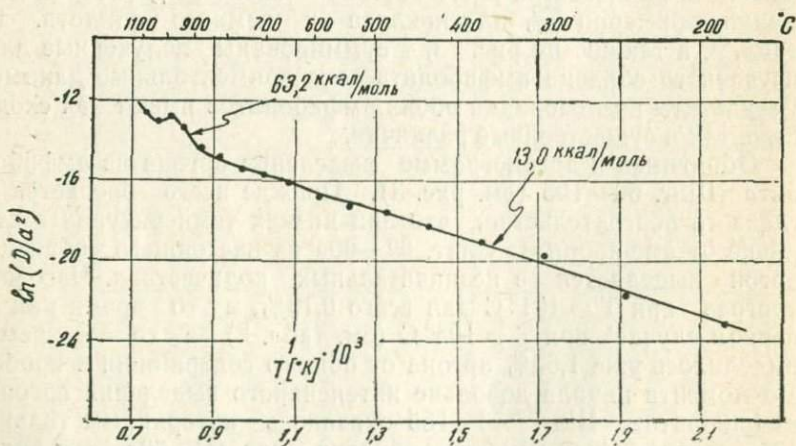


Рис. 4. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в амфиболите Шнг. 66—156.

Кинетика выделения радиогенного аргона из амфиболита
(фракция — 0,4—0,6 мм; навеска — 114,0 г; $Q_{\text{выд}} = 2,189 \text{ мм}^3$; $Q_0 = 4,14 \text{ мм}^3$)

Данные для амфиболита Шиг. 66—156	Температура, °К							
	464	523	583	641	698	755	810	866
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,008	0,018	0,023	0,029	0,040	0,048	0,053	0,058
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	0,19	0,44	0,55	0,70	0,96	1,17	1,29	1,40
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$8,4 \cdot 10^{-11}$	$8,6 \cdot 10^{-10}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$	$5,1 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$2,0 \cdot 10^{-8}$	$2,8 \cdot 10^{-8}$	$4,5 \cdot 10^{-8}$
ln D/a ² · (-1)	23,20	21,88	19,80	19,08	18,33	17,73	17,39	16,93
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	2,155	1,912	1,715	1,560	1,433	1,325	1,235	1,155

Данные для амфиболита Шиг. 66—156	Температура, °К								
	922	979	1035	1094	1154	1215	1266	1313	1371
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,096	0,101	0,120	0,160	0,200	0,318	0,406	0,249	0,263
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	2,32	2,44	2,90	3,87	4,83	7,69	9,82	6,01	6,35
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	61	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$9,4 \cdot 10^{-8}$	$1,5 \cdot 10^{-7}$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$3,3 \cdot 10^{-7}$	$5,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$
ln D/a ² · (-1)	16,18	15,72	15,50	14,92	14,38	13,50	12,95	13,16	12,82
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,085	1,021	0,966	0,914	0,867	0,823	0,790	0,762	0,729

же температуры, при которой в основном заканчивается этот процесс, осталась неопределенной.

Всего в опыте с амфиболитом Шиг. 66—156 при достигнутых температурах отжига выделилось радиогенного аргона 2,19 нмм³, что составляет 53% от общего содержания.

Наклон кривой интегральной аргонограммы выделения (см. рис. 3 в) оказался сравнительно небольшим при низких температурах. Для $T \geq 800^\circ\text{C}$ он заметно увеличился. Так же, как и образец Злат. 62—60а, амфиболит Шиг. 66—156 характеризуется по меньшей мере двумя значениями энергии активации выделения радиогенного аргона (см. рис. 4). Примерно до 960°C для зависимости D/a^2 от температуры довольно строго выполняется закон Аррениуса. При $T > 960^\circ\text{C}$ имеет место аномалия в ходе зависимости $\ln D/a^2$ от $10^3/T$, чего не было обнаружено для образца Злат. 62—60а. В амфиболите Шиг. 66—156 по сравнению со Злат. 62—60а в первом энергетическом положении радиогенного аргона находилось в три раза меньше (18% против 55% соответственно). Энергия активации выделения аргона из этого положения равна 13,0 ккал/моль, что сравнимо с величиной E для образца Злат. 62—60а. Интенсивнее выделение радиогенного аргона из второго энергетического положения для амфиболита Шиг. 66—156 начинается после $T \geq 880^\circ\text{C}$. Теплота диффузии аргона определена для него в 63,2 ккал/моль. С этим значением E , очевидно, связано основное количество аргона в исследованном амфиболите.

Наблюдающаяся при $T > 960^\circ\text{C}$ аномалия в ходе зависимости $\ln D/a^2 - 10^3/T$, видимо, объясняется идущими при изотермическом отжиге процессами частичной перестройки кристаллической решетки входящих в породу минералов. К таким процессам в амфиболите можно отнести выделение конституционной воды и окисление двухвалентного железа до трехвалентного (химический состав см. в табл. 1).

Пироксенит (Шиг. 63—53). Образец отобран из обнажения на возвышенности на расстоянии около 1 км по аз. 125° от пос. Шигир Златоустовского района Южного Урала.

Порода состоит из моноклинного пироксена с небольшим количеством плагиоклаза. Она сильно изменена наложенными процессами (развитие рудного минерала в виде равномерного крапа, уралитизация, оталькование, развальцевание).

О схеме отжига этого пироксенита дает ясное представление табл. 4. Полученные в результате эксперимента данные суммированы на рис. 5, 6 и в табл. 4.

Рассмотрим аргонограммы выделения аргона из исследованного пироксенита Шиг. 63—53. Прежде всего отметим наличие на дифференциальной аргонограмме трех максимумов в скорости выделения радиогенного аргона (см. рис 6 а).

Кинетика выделения радиогенного аргона из пироксенита
(фракция — 0,6—0,3 мм; навеска — 66,0 г; $Q_{\text{выд}} = 0,615 \text{ мм}^3$; $Q_0 = 0,922 \text{ мм}^3$)

Данные для пироксенита Шиг. 63—53	Температура, °K						
	616	668	718	769	817	869	918
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,040	0,044	0,053	0,035	0,035	0,029	0,015
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	4,50	4,80	5,78	3,76	3,82	3,19	1,67
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$5,0 \cdot 10^{-8}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$3,4 \cdot 10^{-7}$	$3,5 \cdot 10^{-7}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-7}$
ln D/a ² · (-1)	16,81	15,59	14,91	14,88	14,62	14,60	15,19
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,623	1,496	1,393	1,300	1,223	1,151	1,089

Данные для пироксенита Шиг. 63—53	Температура, °K						
	968	1019	1069	1119	1171	1220	1271
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,023	0,028	0,022	0,024	0,030	0,057	0,177
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	2,51	3,02	2,39	2,62	3,30	6,15	19,16
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	64	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$4,4 \cdot 10^{-7}$	$6,3 \cdot 10^{-7}$	$5,4 \cdot 10^{-7}$	$6,6 \cdot 10^{-7}$	$8,6 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$
ln D/a ² · (-1)	14,65	14,28	14,44	14,23	13,97	13,09	11,48
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,033	0,981	0,935	0,894	0,854	0,820	0,787

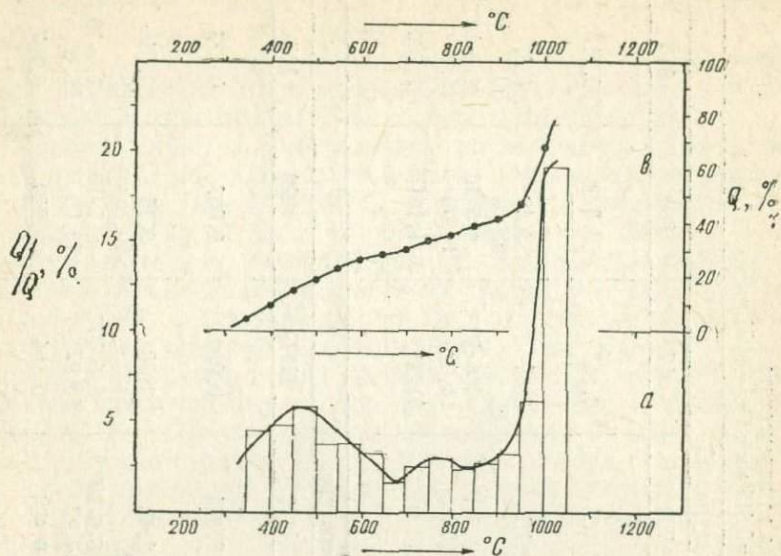


Рис. 5. Аргонграмма выделения аргона из пироксенита Шиг. 63—53 (фракция 0,3—0,6 мм): а — дифференциальная, в — интегральная.

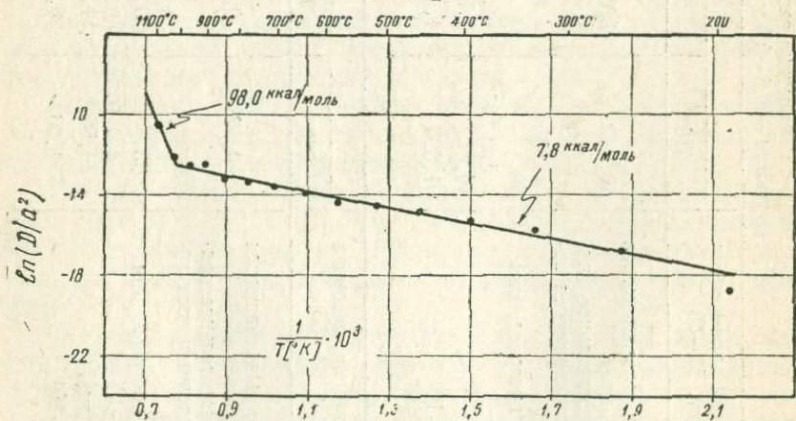


Рис. 6. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в пироксените Шиг. 63—53 (фракция 0,3—0,6 мм).

Два первых максимума (при $T \approx 450^\circ\text{C}$ и $T \approx 750^\circ\text{C}$) — низкотемпературные и по абсолютной величине — небольшие. Самое интенсивное выделение аргона (третий, основной максимум) наблюдается при $T \approx 1000^\circ\text{C}$. Два относительных минимума при $T \approx 670^\circ\text{C}$ и $T \approx 820^\circ\text{C}$ по величине не одинаковы (второй минимум по абсолютной величине больше первого). Это наиболее сложная дифференциальная аргонограмма выделения аргона из горных пород и минералов, исследованных нами (настоящая работа; 2, 3).

Из табл. 4 и интегральной аргонограммы (см. рис. 5 в) видно, что пироксенит Шиг. 63—53 при низких температурах теряет значительное количество радиогенного аргона. Так, за один час прогрева при $T = 343^\circ\text{C}$ из пироксенита выделилось 4,5% аргона от его общего содержания, при $T = 395^\circ\text{C}$ — 4,8% и т. д., а всего к началу наиболее интенсивного выделения аргона (третий максимум) — уже около 40% аргона.

Зависимость коэффициента диффузии радиогенного аргона в пироксените Шиг. 63—53 от температуры отжига показана на рис. 6. Из него видно, что для пироксенита обнаружено по крайней мере два значения энергии активации выделения радиогенного аргона. Из рис. 5, 6, а также из табл. 4 можно заключить, что в первом энергетическом положении ($E = 4,9$ ккал/моль) находится около 40% радиогенного аргона. Это обстоятельство указывает на потенциальную возможность потери аргона исследованным образцом пироксенита в течение геологического времени.

Сравнивая рис. 5 и 6, нетрудно убедиться в том, что именно для кинетики выделения радиогенного аргона из первого энергетического положения характерны два температурных максимума в зависимости $\ln D/a^2$ от температуры (см. рис. 5 а).

При $T \approx 925^\circ\text{C}$ на кривой $\ln D/a^2 - 10^3/T$ имеет место излом. Это говорит о наличии в пироксените Шиг. 63—53 еще одного положения радиогенного аргона. Энергия активации выделения аргона из этого положения определена в 110,1 ккал/моль. Основное количество аргона, очевидно, и связано с этим значением теплоты диффузии.

Обнаруженная сложность в низкотемпературной части дифференциальной аргонограммы выделения аргона из пироксенита Шиг. 63—53 побудила нас выяснить вопрос — не находится ли хотя бы часть радиогенного аргона первого энергетического положения в микротрещинах, микропустотах (пузырьках) и других нарушениях структуры пироксенита. Для этого исследовалась кинетика выделения аргона из фракции пироксенита в 0,3—0,6 мм и из фракции $< 0,1$ мм (образец механически измельчен в муку). В случае нахождения хотя бы части радиогенного аргона в указанных нарушениях кинетика его выделения и абсолютные количества выде-

лившегося аргона из этих фракций должны были бы быть различными.

На рис. 7 представлены результаты проведенного эксперимента (схемы отжига пироксенита обеих фракций аналогичны — см. табл. 4). Как видно из этого графика, обнаружено существенное влияние размера зерна исследуемого пироксенита и на кинетику выделения аргона в низкотемпературной части ($T < 900^\circ\text{C}$), и на абсолютное количество выделившегося аргона. Для фракции $< 0,1$ мм практически исчезли оба наблюдавшиеся в случае фракции $0,3—0,6$ мм максимума ($T \approx 450^\circ\text{C}$ и $T \approx 750^\circ\text{C}$). Для более мелкой фракции имеет место незначительное возрастание скорости выделения радиогенного аргона при увеличении температуры отжига образца. Абсолютная величина скорости выделения аргона из фракции $0,3—0,6$ мм, например, для $T = 450^\circ\text{C}$ оказалась больше, чем для фракции $< 0,1$ мм, в 5 раз. При других температурах отжига указанное отношение скоростей выделения аргона изменялось от 1,2 до 6,3. Всего из фракции $0,3—0,6$ мм до температуры отжига 900°C выделилось радиогенного аргона 58,8 относительных единиц (1 ед. = 10^{-4} нмм³/г), в то время как для фракции $< 0,1$ мм — только 20,6 относительных единиц, т. е. почти в 3 раза меньше. Кинетика выделения аргона при высоких температурах ($T > 900^\circ\text{C}$) в изученной области для обеих фракций оказалась одинаковой.

На основе описанного эксперимента можно сделать заключение, что по крайней мере часть радиогенного аргона в пироксените Шиг. 63—53 связана с микропустотами, из которых аргон был потерян при измельчении образца до фракции $< 0,1$ мм.

Пироксенит Шиг. 66—12 (пос. Шигир, Южный Урал) был заметно свежее, чем Шиг. 63—53. Практически вся порода Шиг. 66—12 состоит из пироксена. Кинетика миграции радиогенного аргона из пироксена изучалась для двух разных фракций.

Прежде всего следует отметить качественное сходство аргонограмм между собой как для разных фракций пироксенита Шиг. 66—12, так и с аргонограммами пироксенита Шиг. 63—53. В частности, для обоих образцов пироксенита дифференциальная аргонограмма характеризуется тремя максимумами скорости выделения аргона в зависимости от температуры отжига. Правда, температуры, при которых эти максимумы наблюдаются, оказались несколько разными. Так, для пироксенита Шиг. 66—12 (фракция $0,8—1,6$ мм) первый максимум имеет место при температуре около 500°C , второй — при $T \approx 815^\circ\text{C}$ и третий — при $T \approx 1030^\circ\text{C}$ (рис. 8а, представление об аргонограмме пироксенита Шиг. 63—53 дает рис. 5). Для обоих образцов пироксенитов первые два максимума по

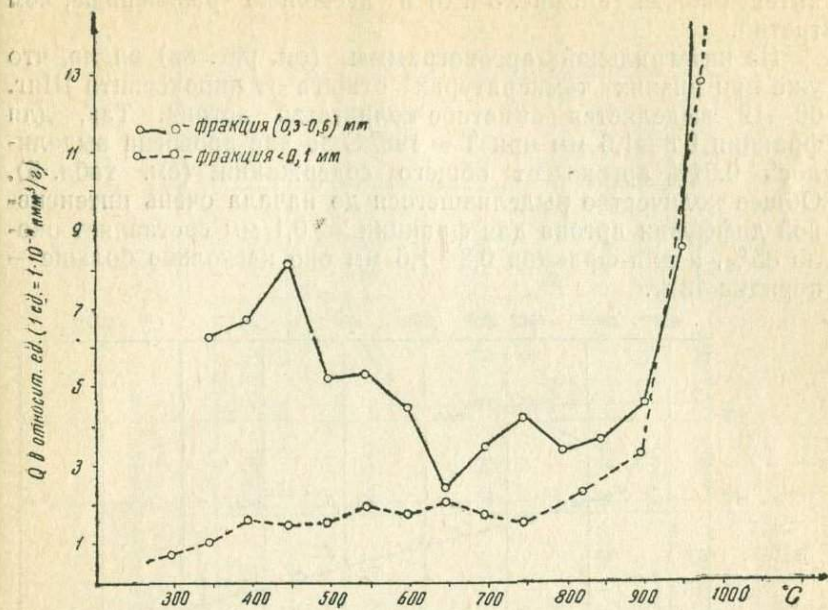


Рис. 7. Выделение аргона из пироксенита Шиг. 63—53 в зависимости от температуры отжига и размера фракции образца.

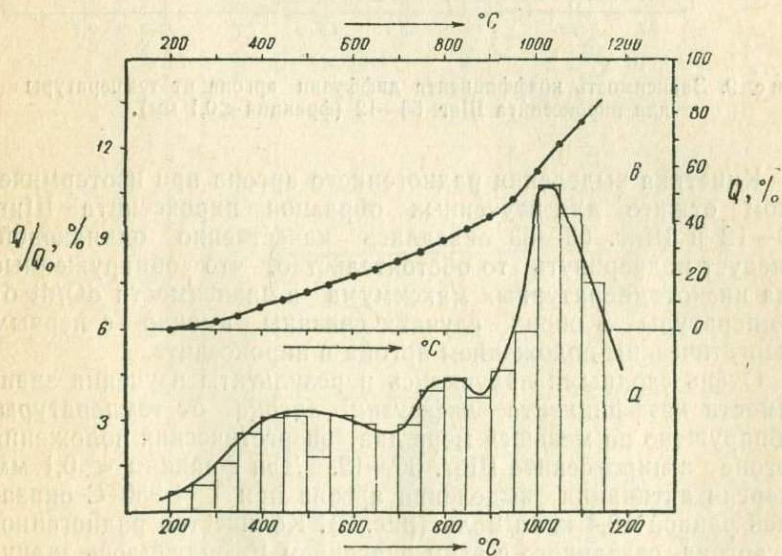


Рис. 8. Аргонграмма выделения аргона из пироксенита Шиг. 66—12.

интенсивности (см. рис. 5 и 8) в несколько раз меньше, чем третий.

Из интегральной аргонограммы (см. рис. 8в) видно, что уже при низких температурах отжига из пироксенита Шиг. 66—12 выделяется заметное количество аргона. Так, для фракции 0,8—1,6 мм при $T = 198^\circ\text{C}$ за час прогрева выделилось 0,64% аргона от общего содержания (см. табл. 5). Общее количество выделившегося до начала очень интенсивной диффузии аргона для фракции $< 0,1$ мм составляет около 35%, а для фракции 0,8—1,6 мм оно несколько больше — порядка 43%.

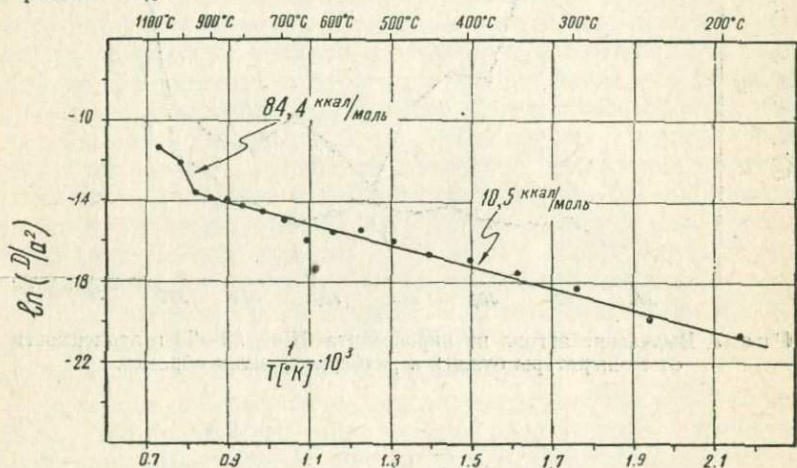


Рис. 9. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры для пироксенита Шиг. 66—12 (фракция $< 0,1$ мм).

Кинетика выделения радиогенного аргона при изотермическом отжиге для изученных образцов пироксенита Шиг. 66—12 и Шиг. 63—53 оказалась качественно одинаковой. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что обнаруженные два низкотемпературных максимума в зависимости dQ/dt от температуры в обоих случаях связаны именно с первым энергетическим положением аргона в пироксените.

Очень сходными получились и результаты изучения зависимости коэффициента диффузии аргона от температуры. Обнаружено по меньшей мере два энергетических положения аргона в пироксените Шиг. 66—12. Для фракции $< 0,1$ мм энергия активации выделения аргона при $T \leq 950^\circ\text{C}$ оказалась равной 10,4 ккал/моль (рис. 9). Количество радиогенного аргона, связанного с этим значением E , получилось значительным, порядка 40% (так же, как и для пироксенита Шиг. 63—53). В интервале температур $950^\circ\text{C} \leq T \leq 1010^\circ\text{C}$ выде-

Таблица 5

Кинетика выделения радиогенного аргона из пироксенита
(фракция — 0,8—1,6 мм; навеска — 125,0 г; $Q_{\text{выд}} = 1,65 \text{ мм}^3$; $Q_0 = 2,17 \text{ мм}^3$)

Данные для пироксенита Шиг. 66—12	Температура, °K									
	471	521	569	620	670	719	770	822	871	922
Q , кол-во выделенного аргона, мм^3	0,014	0,018	0,034	0,056	0,067	0,069	0,040	0,069	0,063	0,056
Q/Q_0 , относительное кол-во выделенного аргона, %	0,64	0,82	1,56	2,57	3,03	3,17	1,81	3,17	2,90	2,60
t , время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a^2 , сек^{-1}	$1,0 \cdot 10^{-9}$	$4,2 \cdot 10^{-9}$	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$5,6 \cdot 10^{-8}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$1,3 \cdot 10^{-7}$	$2,7 \cdot 10^{-7}$	$3,0 \cdot 10^{-7}$	$3,2 \cdot 10^{-7}$
$\ln D/a^2 \cdot (-t)$	20,73	19,29	17,87	16,71	16,01	15,57	15,90	15,13	15,01	14,96
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	2,123	1,919	1,758	1,623	1,493	1,391	1,299	1,217	1,148	1,085

Продолжение

Данные для пиро- ксенита Шиг. 66—12	Температура, °К								
	971	1022	1072	1123	1176	1228	1281	1327	1376
Q, кол-во выде- лившегося арго- на, мм ³	0,062	0,087	0,095	0,083	0,101 *	0,128	0,233	0,213	0,164
Q/Q ₀ , относитель- ное кол-во выде- лившегося арго- на, %	2,84	4,00	4,39	3,80	4,64	5,90	10,71	9,82	7,55
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	4,1·10 ⁻⁷	6,7·10 ⁻⁷	7,7·10 ⁻⁷	1,1·10 ⁻⁶	1,3·10 ⁻⁶	2,0·10 ⁻⁶	5,0·10 ⁻⁶	6,3·10 ⁻⁶	7,7·10 ⁻⁶
ln D/a ² · (-1)	14,72	14,20	14,08	13,77	13,53	13,11	12,20	11,98	11,78
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,030	0,978	0,933	0,890	0,850	0,814	0,781	0,754	0,727

ление аргона для фракции $< 0,1$ мм характеризуется значением $E = 84,4$ ккал/моль. Вероятно, именно с этим значением E и следует связывать основное количество радиогенного аргона в пироксените Шиг. 66—12.

Для $T > 1010^\circ\text{C}$ (см. рис. 9) наблюдается более медленное, чем в интервале $950^\circ\text{C} \leq T \leq 1010^\circ\text{C}$, увеличение коэффициента диффузии аргона с повышением температуры отжига. Иными словами, теплота диффузии аргона при $T > 1010^\circ\text{C}$ меньше, чем в указанном выше температурном интервале (из-за недостаточного количества экспериментальных точек конкретное значение E не вычислялось).

Этот экспериментальный факт можно объяснить двумя путями. Или подобное уменьшение E может быть в том случае, если при повышении температуры отжига резко изменяется механизм переноса атомов аргона, причем новая величина работы переноса будет меньше прежней, или это может указывать на существенное влияние процессов перестройки решетки минералов на диффузию радиогенного аргона при изотермическом отжиге образца. Трудно сказать, какой из указанных вариантов объяснения более правилен (возможно, следует учитывать оба). Ясно другое — в математическую модель, используемую для описания проведенного нами эксперимента, при $T > 1010^\circ\text{C}$ следует вносить поправки, позволяющие нарисовать более строгую и точную картину выделения радиогенного аргона из исследованного образца пироксенита.

Так же, как и для пироксенита Шиг. 63—53, мы сравнивали скорости выделения аргона из двух резко различающихся по размерам фракций пироксенита Шиг. 66—12 (рис. 10). Получилось, что для более мелкой фракции скорость выделения аргона, как и для пироксенита Шиг. 63—53, была существенно меньше по сравнению со скоростью выделения из фракции 0,8—1,6 мм. Правда, это повышение оказалось почти в два раза меньшим, в то время как для Шиг. 63—53 оно было шестикратным. Кроме того, абсолютное количество выделившегося радиогенного аргона до температуры отжига в 900°C из фракции 0,8—1,6 мм больше, чем для фракции $< 0,1$ мм, примерно в 1,5 раза. Для пироксенита Шиг. 63—53 количество такого аргона больше почти в три раза. И, наконец, в отличие от исследованного ранее пироксенита Шиг. 63—53, для образца Шиг. 66—12 качественная картина кинетики выделения радиогенного аргона при отжиге до $T \approx 900^\circ\text{C}$ получилась сходной для обеих фракций.

Результаты исследования породы Шиг. 66—12 подтвердили правильность заключения о возможности потери радиогенного аргона при измельчении некоторых образцов пироксенитов. Природа «низкотемпературного» аргона (первичный равновесный, но покинувший кристаллическую решетку;

первичный неравновесный, находящийся в дефектах кристаллов или породы; вторичный неравновесный, привнесенный в породу после ее образования) несколько проясняется при сопоставлении экспериментальных данных по кинетике выделения аргона с геологическими данными (см. ниже).

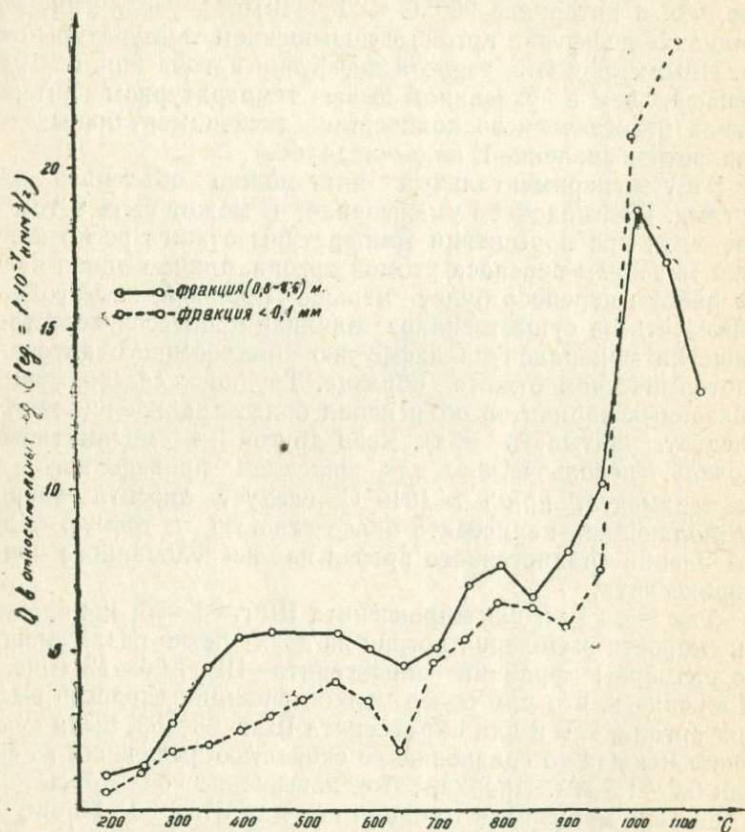


Рис. 10. Выделение аргона из пироксенита Шиг. 66—12 в зависимости от температуры и размера фракции образца.

Габбро-диабаз Шиг. 66—15 (пос. Шигир, Южный Урал) в основной массе состоит из пироксена и плагиоклаза; кроме того, в породе присутствуют микропегматитовые сростки калиевого полевого шпата и кварца. Этот образец породы из последних трех исследованных был самым свежим.

Дифференциальная аргонограмма выделения аргона из габбро-диабазы (рис. 11а) качественно не отличается от подобной для пироксенитов. Количественная характеристика оказалась следующей.

При низких температурах отжига из габбро-диабазы вы-

деляется небольшое количество радиогенного аргона (табл. 6). Так, часовой прогрев при $T=193^{\circ}\text{C}$ дал всего 0,55%, при $T=244^{\circ}\text{C}$ — 0,89%, при $T=295^{\circ}\text{C}$ — 1,17% аргона от общего содержания. В результате прогрева по выбранной схеме (см. табл. 6) до 700°C выделилось всего около 14% аргона. Однако до начала очень интенсивного выделения аргона (до $\sim 900^{\circ}\text{C}$) габбро-диабазом было потеряно всего уже около 30% от общего содержания.

При $T \approx 450^{\circ}\text{C}$ на дифференциальной аргонограмме наблюдается первый максимум в скорости выделения аргона, при $T \approx 820^{\circ}\text{C}$ имеет место второй, по величине более заметный. Наконец, при $T \approx 1020^{\circ}\text{C}$ обнаружено наиболее интенсивное, основное выделение радиогенного аргона из исследованного габбро-диабазы. Такой вид дифференциальной аргонограммы выделения (см. рис. 11а) обусловлен, очевидно, тем, что основное количество радиогенного аргона в исследованном габбро-диабазе связано с пироксеном (сравни с рис. 5а и 8а).

Интегральная аргонограмма выделения аргона из габбро-диабазы (рис. 11в) практически почти ничем не отличается от подобной для пироксенитов. Так, низкотемпературная часть ее (примерно до $700\text{--}800^{\circ}\text{C}$) имеет не очень большой, но заметный наклон. При дальнейшем повышении температуры отжига образца наклон кривой резко увеличивается.

Очень сложной получилась для габбро-диабазы зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры (рис. 12). До температуры отжига $\sim 700^{\circ}\text{C}$ аргон выделяется с теплотой диффузии порядка 13 ккал/моль. До этой температуры фиксируется на дифференциальной аргонограмме (см. рис. 11а) процесс выделения аргона с максимумом при $T \approx 450^{\circ}\text{C}$ (первый максимум). Здесь следует указать на одну особенность. В интервале $350^{\circ}\text{C} \leq T < 580^{\circ}\text{C}$ наклон кривой $\ln D/a^2 - 10^3/T$ заметно уменьшился. Это скорее всего говорит о том, что в указанном температурном интервале статистический вес диффузии аргона тоже заметно уменьшился по сравнению с каким-то другим процессом.

Несомненно, что в данном случае гомогенизация присутствующего в габбро-диабазе микропегматита влияет на интенсивность диффузии радиогенного аргона. Однако вся картина процесса является еще более сложной. Дело в том, что в интервале температур $500\text{--}600^{\circ}\text{C}$ в результате полиморфных превращений происходит увеличение объема зерен калиевого полевого шпата и кварца, входящих в состав горной породы. Это, естественно, ведет к образованию микронарушений как в самих зернах, так и в породе в целом. Наблюдаемая в интервале температур $350^{\circ}\text{C} \leq T \leq 580^{\circ}\text{C}$ аномалия («площадка») в ходе зависимости $\ln D/a^2$ от $1/T$, возможно, объясняется влиянием частичной перестройки структуры горной породы.

Кинетика выделения радиогенного аргона из габбро-диабазы
(фракция — 0,6—0,8 мм; навеска — 100,0 г; $Q_{\text{выд}} = 0,826 \text{ мм}^3$; $Q_0 = 1,11 \text{ мм}^3$)

Данные для габбро-диабазы Шиг. 66—15	Температура, °К									
	466	517	563	619	667	718	770	820	868	
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,006	0,010	0,013	0,017	0,017	0,019	0,016	0,013		0,018
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	0,55	0,89	1,17	1,52	1,54	1,74	1,47	1,21		1,66
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60		60
D/a ² , сек ⁻¹	$7,3 \cdot 10^{-10}$	$4,3 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$2,5 \cdot 10^{-8}$	$3,8 \cdot 10^{-8}$	$5,6 \cdot 10^{-8}$	$6,2 \cdot 10^{-8}$	$6,0 \cdot 10^{-8}$		$9,8 \cdot 10^{-8}$
ln D/a ² · (-1)	21,04	19,28	18,23	17,50	17,09	16,65	16,60	16,63		16,14
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	2,146	1,934	1,766	1,616	1,499	1,393	1,299	1,220		1,152

Данные для габбро-диабазы Шиг. 66—15	Температура, °К									
	917	980	1018	1068	1120	1271	1323	1373		
Q, кол-во выделившегося аргона, мм ³	0,022	0,027	0,041	0,056	0,038	0,037	0,121	0,177	0,072	0,106
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделившегося аргона, %	1,95	2,43	3,68	5,02	3,42	3,36	10,85	15,93	6,50	9,50
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$1,3 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-7}$	$7,0 \cdot 10^{-7}$	$5,2 \cdot 10^{-7}$	$6,5 \cdot 10^{-7}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$6,8 \cdot 10^{-6}$	$4,1 \cdot 10^{-6}$	$8,2 \cdot 10^{-6}$
ln D/a ² · (-1)	15,85	15,42	14,80	14,17	14,48	14,25	12,79	11,89	12,41	11,71
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,091	1,020	0,983	0,937	0,893	0,855	0,820	0,787	0,756	0,729

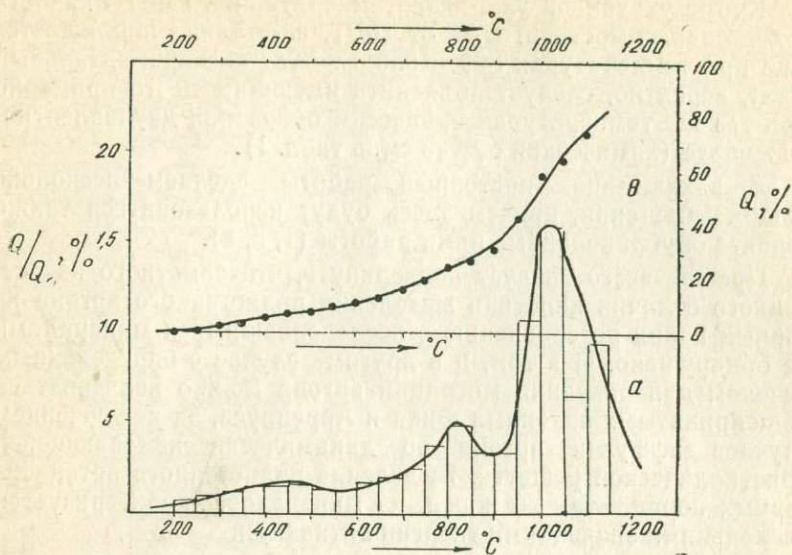


Рис. 11. Аргонграмма выделения аргона из габбро-диабазы Шиг. 66—15 (фракция 0,6—0,8 мм): а — дифференциальная, в — интегральная.

Из рис. 11 и 12 видно, что со вторым пиком на дифференциальной аргонграмме выделения аргона можно связать значение теплоты диффузии 34,9 ккал/моль. Основное количество радиогенного аргона выделяется из габбро-диабазы с $E = 82,5$ ккал/моль (на дифференциальной аргонграмме — рис. 11а — третий пик).

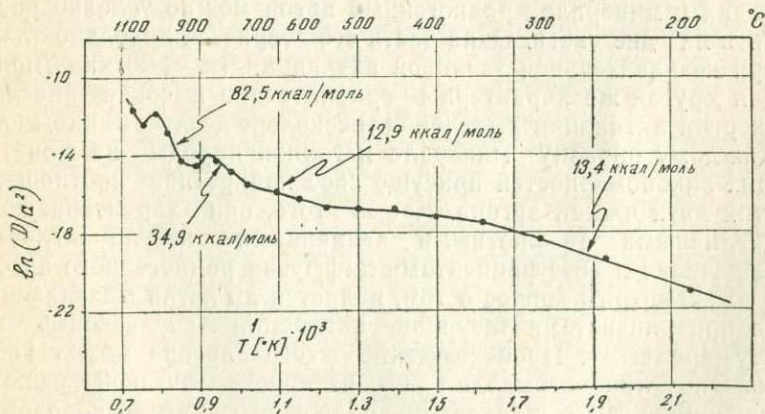


Рис. 12. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в габбро-диабазе Шиг. 66—15.

Кроме указанной уже низкотемпературной нерегулярности в ходе зависимости $\ln D/a^2$ от $10^3/T$, аномалия наблюдается еще при температурах 800—1050° С. Этот экспериментальный факт, вероятно, следует объяснить имеющим место примерно при тех же температурах процессом окисления двухвалентного железа (химический состав см. в табл. 1).

В заключение настоящей работы сделаем несколько общих замечаний, причем здесь будут использоваться также и ранее опубликованные нами работы (1, 2, 3).

Прежде всего следует подчеркнуть, что заметного качественного отличия кинетики выделения радиогенного аргона из горных пород по сравнению с исследовавшимися минералами не обнаружено. И в том, и в другом случае с определенным успехом для описания миграции аргона можно пользоваться общепринятыми законами Фика и Аррениуса, за исключением случаев диффузии аргона по динамически изменяющейся кристаллической решетке. Выделение радиогенного аргона из горных пород, так же как и из минералов, характеризуется несколькими значениями энергии активации.

Обнаружено влияние на диффузию аргона таких имеющих место при изотермическом отжиге процессов, как окисление двухвалентного железа в трехвалентное, дегидратация, гомогенизация и т. д. Совместное нахождение в горной породе нескольких типов минералов может приводить при тепловой активации к таким эффектам, как окисление двухвалентного железа в одном минерале за счет кислорода другого минерала, плавление эвтектических смесей при более низких температурах, чем температуры плавления соответствующих минералов, находящихся в отдельности и т. д.

Эксперименты показали, что содержащийся в горных породах и минералах радиогенный аргон можно условно разделить на две части. Одна часть его теряется довольно легко при незначительной тепловой активации ($E < 20$ ккал/моль), для другой же характерны сравнительно высокие значения энергии активации выделения (несколько десятков ккал/моль). Каждому образцу минерала и горной породы на фоне общих закономерностей присуще свое конкретное соотношение этих двух частей аргона. Кроме того, они характеризуются различными абсолютными величинами энергии активации выделения и коэффициентами диффузии радиогенного аргона.

Рассмотрим вопрос о том, является ли легко выделяющийся при низкотемпературной активации Ar^{40} «своим» или «чужеродным». Происхождение этого аргона может быть связано либо с выходом его из кристаллической решетки минералов, либо с захватом добавочного аргона породой во время ее становления или в более позднее время. В первом случае возраст породы окажется нормальным или омоложен-

ным (если часть аргона вышла не только из кристаллической решетки, но и из породы), а во втором — завышенным.

Для исследованных образцов, на наш взгляд, более приемлемо предположение о «чужеродном» аргоне, который был поглощен породой и находился в ней в неустойчивом положении. Возможно, пироксенит поглотил значительно большее количество аргона, чем то, которое осталось к моменту исследования образца. Однако и то количество аргона, которое еще осталось в образце, является неравновесным с калием и удревает «возраст» породы до резко дискордантных значений. В пироксените Шиг. 63—53 для фракции 0,6—0,3 мм получено $13,97 \cdot 10^{-3}$ нмм³/г Ag⁴⁰, а для фракции < 0,1 — только $10,35 \cdot 10^{-3}$ нмм³/г. В более крупной фракции аргона больше на 35%. Такая же картина получается и для пироксенита Шиг. 66—12. Для фракции 0,8—1,6 мм содержание аргона равно $17,35 \cdot 10^{-3}$ нмм³/г, а для фракции < 0,1 — только $14,77 \cdot 10^{-3}$ нмм³/г. В более крупной фракции аргона больше на 18%. Для обоих образцов (Шиг. 63—53 и Шиг. 66—12) на параллельных навесках для разных фракций было выполнено по 13 анализов радиогенного аргона. Фракция < 0,1 мм для первой пробы показала возраст 1250 млн. лет, а для второй — 1327 млн. лет, что не противоречит геологическим данным (пироксениты залегают среди доверхнерифейских метаморфизованных пород). По более крупным фракциям получен огромный разброс значений, из которых максимальные превышают 4 млрд. лет. Амплитуда разброса содержаний радиогенного аргона (от 0,00675 до 0,0587 нмм³/г) для фракции 0,3—0,6 мм пробы Шиг. 63—53 показывает, что разные навески этой пробы имеют резко различные количества Ag⁴⁰. Это показывает (вместе с прямыми данными о потере аргона при дроблении той же навески до фракции < 0,1 мм и об «исправлении» при этом возрастных значений), что в исследованных пироксенитах содержится очень неравномерная примесь «чужеродного» аргона.

Анализ всех изложенных экспериментальных данных позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Для исследованного относительно свежего амфиболита Шиг. 66—15б обнаружено сравнительно большое количество радиогенного аргона (~ 20%), находящегося в первом энергетическом положении и выделяющегося с $E = 13$ ккал/моль до $T \leq 900^\circ\text{C}$. До $T \leq 400^\circ\text{C}$ при выбранной нами схеме прогрева выделилось всего 2% аргона. Для заметно измененного амфиболита Злат. 62—60а из первого энергетического положения с $E = 7,8$ ккал/моль выделяется больше половины содержащегося в нем радиогенного аргона. Следует подчеркнуть, что до $T \approx 400^\circ\text{C}$ им теряется уже около 14% всего аргона.

2. В исследованных сильно измененном (Шиг. 63—53) и

более свежем (Шиг. 66—12) образцах пироксенитов в первом энергетическом положении обнаружены значительные — до 40—45% — количества радиогенного аргона, выделившегося до 900°С с энергией активации не более 10 ккал/моль. До $T \cong 400^\circ\text{C}$ выделилось порядка 5—10% аргона.

3. В изученном габбро-диабазе в первом энергетическом положении оказалось около 17% аргона, выделяющегося с E порядка 13 ккал/моль до $T \approx 700^\circ\text{C}$. До $T \cong 400^\circ\text{C}$ габбро-диабазом потеряно 6% аргона.

4. Основное количество радиогенного аргона из амфиболитов, пироксенитов и габбро-диабазы выделяется при $T > 900^\circ\text{C}$ с достаточно высокой энергией активации ($E \geq 65$ —110 ккал/моль). Наиболее интенсивная потеря радиогенного аргона из всех изученных пород наблюдалась при $T = 1000$ —1100°С.

5. Выделение радиогенного аргона из исследованных пород связано не менее чем с двумя значениями энергии активации аргона.

6. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры с достаточной строгостью описывается уравнением Аррениуса. Однако при отжиге пироксенита Шиг. 66—12, амфиболита Шиг. 66—15б и габбро-диабазы Шиг. 66—15 имеет место аномалия в ходе зависимости D от T . Это отклонение от закона Аррениуса, вероятно, следует связывать с процессами частичной перестройки кристаллической решетки слагающих горную породу минералов.

7. Часть радиогенного аргона из первого энергетического положения в пироксенитах находится в структурных микронарушениях и при измельчении образца выделяется. Таким образом, от этой части избыточного аргона в подобных случаях можно освободиться с помощью доведения пробы до такой размерной фракции, в которой содержание Ar^{40} для отдельных ее аликвот будет стабильным. Последние могут использоваться для датирования соответствующих пород.

8. Исследования кинетики выделения аргона из минералов позволяют разобраться в некоторых случаях дискордантности калий-аргонового возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисенко Е. А. К характеристике сохранности радиогенного аргона в палеозойских эталонных пробах. — «Методические вопросы изотопной геологии». М., «Наука», 1965.
2. Денисенко Е. А. К вопросу К-Аг-датирования по валовым пробам. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1965, № 5.
3. Денисенко Е. А. О выделении радиогенного аргона из слюд, калишпатов и глауконита при изотермическом отжиге минералов. — Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. 9. М., «Наука», 1970.

Е. А. ДЕНИСЕНКО

О ПРИГОДНОСТИ СЕРИЦИТА ДЛЯ К-Аг-ГЕОХРОНОМЕТРИИ

В околорудных ореолах многих типов гидротермально-метасоматических месторождений после кварца серицит является самым распространенным нерудным минералом. По определению А. Г. Бетехтина (1), серицит — это скрытокристаллическая разность слюд, обогащенная водой. Одни авторы считают, что серицит представляет собой мелкочешуйчатый мусковит, а другие относят его к гидромусковиту. Как известно, слюды являются хорошим материалом для калий-аргонового датирования, а серицит особенно интересен как минерал, позволяющий в зависимости от соотношений его с рудными минералами установить возрастной интервал образования последних.

Следует указать, что проведенное Л. Н. Овчинниковым с сотрудниками (2, 7) петрохимическое и геохимическое исследование показало большое и разнонаправленное влияние сложных гипогенных преобразований серицитов на сохранность в них калия и аргона. Однако, насколько нам известно, для серицита еще не производилось измерений энергии активации выделения радиогенного аргона и коэффициента диффузии аргона, в значительной степени характеризующих пригодность минерала для К-Аг-датирования. В связи с этим и предпринято изучение миграции радиогенного аргона в сериците, предварительные результаты которого опубликованы несколько ранее (3). Экспериментальная методика была аналогична той, которую мы использовали при исследовании выделения радиогенного аргона из слюд, калишпатов и глауконитов (5). Проба для изучения сохранности радиогенного аргона в сериците подобрана по принципу мономинеральности и отсутствия признаков наложенных изменений породы, которые могли бы нарушить калий-аргоновое равновесие.

Порода представляет собой светло-зеленовато-сероватый (почти белый), плотный, монолитный, равномерный по окраске и слоению, слегка просвечивающий в краях тонких осколков серицитолит с очень редкой субмикроскопической вкрапленностью сульфидов. Микроскопическое изучение позволяет убедиться в том, что тонкочешуйчатые не имеющие определенной пространственной ориентировки агрегаты серицита не претерпели никаких позднейших изменений гидротермально-метасоматического и физико-механического характера. Наложенные минералы, даже такие, как кварц, отсутствуют. Порода не подвергалась ни катаклазу, ни рассланцеванию. Серицит не несет признаков перекристаллизации. Штуф охарактеризованного серицита отобран В. М. Лозовым из околорудного ореола золото-полиметаллического месторождения Бакр-Тау (шахта I, гл. 106 м, обр. 352). По геологической позиции серицит представляет собой поздне-послерудное образование. Его абсолютный возраст 345 млн. лет.

Химический состав исследованного серицита следующий (весовые %):
 SiO_2 — 47,13; TiO_2 — 0,34; Al_2O_3 — 33,30; Fe_2O_3 — 0,72; FeO — 0,46; MgO — 0,51; CaO — 1,12; MnO — 0,04; K_2O — 8,78; Na_2O — 1,26; H_2O — 1,47; P_2O_5 — 0,23; п.п.п. — 5,14; сумма — 99,13.

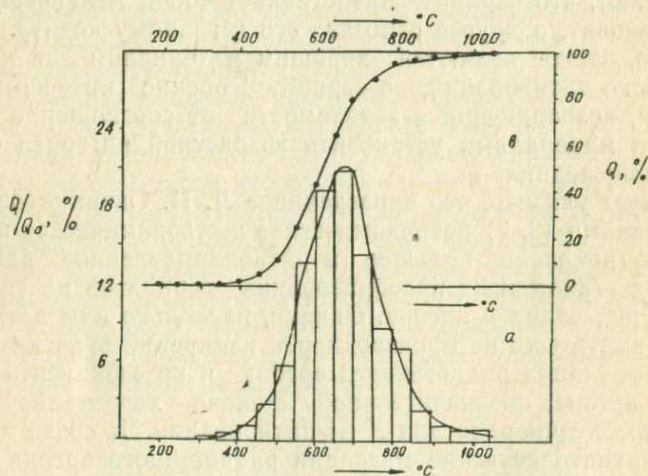


Рис. 1. Выделение радиогенного аргона из серицита в зависимости от температуры: а — дифференциальная аргонограмма, в — интегральная аргонограмма.

Перейдем к рассмотрению вопросов кинетики выделения радиогенного аргона из серицита. Полученные экспериментальные данные суммированы в табл. 1 и на рис. 1. Из табл. 1 видно, что при выбранной нами конкретной схеме отжига при

Таблица 1

Кинетика выделения радиогенного аргона из серицита
(фракция — 0,8—1,6 мм; навеска — 25,01 г; $Q_{\text{выд}}=2,658$; $Q_0=2,66$ мм³)

Данные для серицита Бакр-Тау-352	Температура, °К							
	466	515	565	617	667	719	766	816
Q, кол-во выделенного аргона, мм ³	0,002	0,002	0,004	0,016	0,030	0,075	0,153	0,367
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделенного аргона, %	0,06	0,06	0,14	0,62	1,13	2,80	5,76	13,80
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	$7,9 \cdot 10^{-11}$	$2,3 \cdot 10^{-10}$	$1,1 \cdot 10^{-9}$	$1,8 \cdot 10^{-8}$	$7,1 \cdot 10^{-8}$	$4,1 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
ln D/a ² · (-1)	23,26	22,18	20,60	18,0	16,46	14,71	13,15	11,46
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	2,146	1,942	1,767	1,521	1,500	1,391	1,305	1,225

Продолжение

Данные для серии Бакр-Тау-352	Температура, °K								
	865	917	938	1017	1068	1119	1169	1218	1318
Q, кол-во выделенного аргона, мм ³	0,515	0,558	0,382	0,232	0,190	0,064	0,028	0,021	0,020
Q/Q ₀ , относительное кол-во выделенного аргона, %	19,36	21,0	14,36	8,74	7,14	2,39	1,06	0,79	0,74
t, время прогрева, мин	60	60	60	60	60	60	60	60	60
D/a ² , сек ⁻¹	2,9·10 ⁻⁵	5,3·10 ⁻⁵	5,7·10 ⁻⁵	6,3·10 ⁻⁵	1,0·10 ⁻⁴	7,8·10 ⁻⁵	5,8·10 ⁻⁵	7,5·10 ⁻⁵	1,0·10 ⁻⁴
ln D/a ² · (-1)	10,46	9,85	9,77	9,68	9,18	9,46	9,75	9,50	9,21
$\frac{1}{T} \cdot 10^3$	1,156	1,095	1,033	0,983	0,936	0,894	0,855	0,821	0,759

температурах 193, 242 и 293°С из серицита выделяются всего сотые доли процента от общего содержания аргона в минерале. Продолжая идти в сторону увеличения температуры прогрева, видим, что при $T = 344^\circ\text{C}$ и 394°C радиогенного аргона выделяется уже примерно по одному проценту, а после 450°C начинается интенсивная отдача радиогенного аргона серицитом. Очень наглядно эти экспериментальные результаты изображены на интегральной аргонограмме выделения аргона из серицита (см. рис. 1, часть с индексом «в»). Наклон кривой на интегральной аргонограмме в области температур

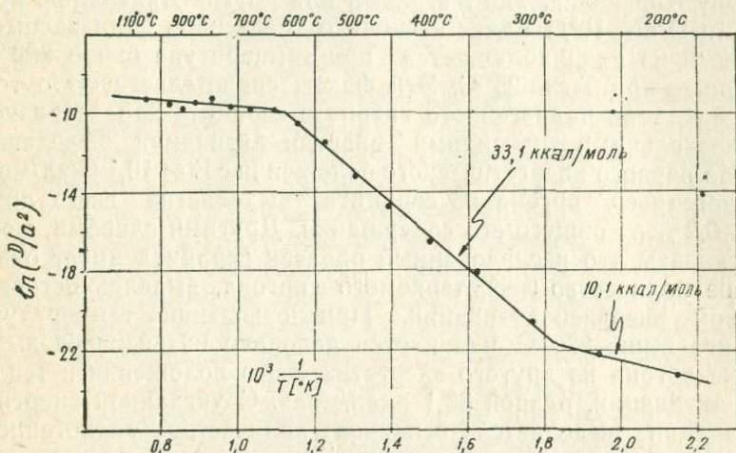


Рис. 2. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в сериците.

интенсивного выделения аргона довольно большой, но все же несколько меньший, чем для остальных исследованных нами представителей слюд (5). Это обстоятельство свидетельствует о том, что интервал температур, в котором имеет место интенсивное выделение аргона, для серицита больше, чем для мусковита и биотита. Действительно, из дифференциальной аргонограммы видно, что этот процесс имеет место при температурах от $450\text{--}500$ до $800\text{--}850^\circ\text{C}$. Другими словами, для серицита на температурной шкале указанный отрезок составлял 350°C , в то время как для мусковита и биотита он оказался равным только 200°C . Максимум в скорости выделения радиогенного аргона из серицита, как видно из дифференциальной аргонограммы (см. рис. 1, часть с индексом «а»), наблюдается при температуре примерно 650°C . Это немногим (порядка $30\text{--}50^\circ\text{C}$) ниже, чем для биотита.

Следует заметить, что до момента интенсивного выделения аргона (до $\sim 450^\circ\text{C}$) из серицита выделилось всего около

2% его от общего содержания, что находится в хорошем согласии с общей характеристикой выделения аргона из слюд. Однако момент интенсивной отдачи аргона серицитом наступает при температурах примерно на 200—300°С более низких, чем для биотита и мусковита соответственно, и приблизительно на 100°С более высоких, чем для глауконита.

На рис. 2 изображен ход зависимости коэффициента диффузии радиогенного аргона от температуры для исследованного серицита. Прежде всего следует подчеркнуть, что, как и для всех ранее изученных нами минералов (5), для серицита изменение параметра D/a^2 с температурой подчиняется закону Аррениуса. Так же, как и для других минералов, кривая $\ln D/a^2 - 10^3/T$ имеет несколько перегибов или изломов. Первый из них наблюдается при температуре около 280°С, второй — при $T \approx 625^\circ\text{C}$. Эти факты свидетельствуют о том, что миграция радиогенного аргона в сериците характеризуется несколькими значениями энергии активации выделения.

Из первого энергетического положения с $E = 10,1$ ккал/моль радиогенного аргона из серицита выделяется всего лишь 0,1—0,2% от общего его содержания. Другими словами, можно сказать, что исследованный образец серицита имеет очень малое количество легкотеряемого аргона, выделяющегося с низкой энергией активации. При повышении температуры отжига выше 280°С начинается довольно интенсивное выделение аргона из другого энергетического положения с тепловой активации, равной 33,1 ккал/моль. С указанной энергией активации выделяется основное количество радиогенного аргона из серицита — порядка 80%.

Примерно при температуре 625°С на кривой зависимости $\ln D/a^2$ от $10^3/T$ наблюдается второй излом, который должен свидетельствовать либо об изменении механизма миграции аргона при $T > 625^\circ\text{C}$, либо о выделении аргона при $T > 625^\circ\text{C}$ из другого энергетического положения. Изменение коэффициента диффузии с температурой при $T > 625^\circ\text{C}$ вообще с определенным приближением также можно описать уравнением Аррениуса. Если рассчитать энергию активации выделения аргона для $T > 625^\circ\text{C}$, то получим значение в 3,3 ккал/моль. Это в 10 раз меньше, чем для $625^\circ\text{C} \geq T \geq 280^\circ\text{C}$.

Как объяснить это обстоятельство? Скорее всего $E = 3,3$ ккал/моль является просто расчетной усредненной величиной, характеризующей какой-то более сложный процесс, а не только выделение радиогенного аргона из серицита. Этот минерал, как уже отмечалось, содержит очень большое количество воды. Можно ожидать, что при отжиге серицита выделение воды и выделение аргона будут определенным образом взаимосвязаны. Г. Н. Пшеничный (8) в гидратированном сериците обнаружил эндотермический эффект при температурах 670—740°С. На рис. 2 второй излом кривой $\ln D/a^2$ —

$10^3/T$ наблюдается при несколько более низкой температуре. Учитывая разницу в конкретных схемах прогрева, вероятно, можно сказать, что между аномалией в ходе зависимости D/a^2 от температуры и выделением воды из серицита имеется определенная взаимосвязь. Однако характер изменения D/a^2 от T оставался постоянным, начиная с $T \approx 625^\circ\text{C}$ до $T = 1050^\circ\text{C}$, в то время как эндотермический эффект имел место в интервале температур $670\text{--}740^\circ\text{C}$. Для объяснения этого факта, вероятно, следует предположить, что перестройка кристаллической решетки серицита при достижении температуры 740°C не заканчивается, а имеет место и при более высоких температурах. Причем эта перестройка, вероятно, носит сходный характер во всем температурном интервале $1050^\circ\text{C} \geq T \geq 625^\circ\text{C}$.

Полученные нами экспериментальные данные о миграции радиогенного аргона в сериците, а ранее в слюдах, калишпате и глауконите (5) для изотопной геохронометрии интересны прежде всего с точки зрения оценки пригодности тех или иных минералов для К-Аг-геохронометрии, с точки зрения поиска возможностей повышения надежности абсолютного датирования. Разные авторы по-разному используют данные о миграции аргона в минералах для решения указанных задач. Ниже мы остановимся на одном из возможных путей оценки пригодности минералов для целей К-Аг-геохронометрии.

В течение своей геологической истории любой минерал мог вообще не прогреваться, а мог и прогреваться до какой-то определенной температуры. Как длительность прогрева, так и максимальная достигавшаяся при этом температура, иными словами — схема прогрева, в настоящее время практически для большинства образцов точно восстановлена быть не может. Однако, если максимальная температура прогрева образца минерала не превышала некоторого значения (назовем его критическим — $T_{\text{крит}}$) и образец находился при этой температуре не дольше определенного времени, то он может быть использован для калий-аргонового датирования. Если условия существования минерала будут отличны от указанных, то потери радиогенного аргона будут большие и, следовательно, К-Аг-датирование будет существенно затруднено. Совершенно очевидно, что каждый минерал будет характеризоваться своим значением $T_{\text{крит}}$ (4).

За $T_{\text{крит}}$ для исследуемого минерала нами принята температура, при которой минералом теряется 3% радиогенного аргона от общего его содержания в образце. Величина 3% взята из тех соображений, что достигнутая в настоящее время точность калий-аргонового метода лежит в пределах 1,5—2,0%. Это значит, что уверенно зафиксировать разницу в

удельном содержании аргона в минерале можно только тогда, когда она окажется больше 2%.

Теперь, используя экспериментально полученные значения коэффициента диффузии, энергии активации выделения и Q/Q_0 (см. табл. 1 и соответствующие таблицы в работе Е. А. Денисенко, 1970), можно рассчитать $T_{\text{крит}}$ для серицита и сравнить его с данными для слюд, глауконита и калиевого полевого шпата.

Расчет для слюд и гидрослюд производится по формуле (6):

$$\frac{Q}{Q_0} = \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{(2n+1)^2} e^{-\left[\frac{(2n+1)\pi}{a}\right]^2 Dt},$$

$$\text{где } D = D_0 e^{-\frac{E}{RT}}.$$

Аналогичную формулу можно записать для калиевого полевого шпата. Полученные с помощью этих формул данные собраны в табл. 2.

Таблица 2

Значение $T_{\text{крит}}$ в °С для некоторых минералов

Минерал, шифр пробы	Время, млн. лет		
	1	100	1000
Мусковит (Мо-1 м)	336	298	282
Бiotит (Мо-1 б)	311	277	260
Глауконит (Бас-1 гл)	133	106	95
Калиевый полевой шпат (Мо-1 к)	128	85	67
Серицит (Бакр-Тау-352)	80	46	33

Из таблицы 2 видно, что для эталонной пробы мусковита Мо-1м из Черной Салмы при времени прогрева 1 млн. лет $T_{\text{крит}} = 336^\circ\text{C}$, а при времени 1 000 млн. лет $T_{\text{крит}} = 282^\circ\text{C}$. Иными словами, исследованный образец мусковита потеряет 3% аргона от общего содержания, если он будет прогрет при температуре 336°C в течение 1 млн. лет и т. д.

Как ясно видно из определения, $T_{\text{крит}}$ зависит от времени прогрева, однако эта зависимость не очень сильная. Увеличение времени прогрева минерала на три порядка (от 1 млн. до 1 000 млн. лет) вызывает уменьшение $T_{\text{крит}}$ всего только на $40-60^\circ\text{C}$. Так, для мусковита $T_{\text{крит}}$ уменьшилось с 336°C до 282°C , для калишпата — со 128°C до 67°C и т. д.

Следует еще раз подчеркнуть, что $T_{\text{крит}}$ дает представление о величине температуры, до которой можно прогреть минерал без заметных потерь радиогенного аргона. Может случиться, что схема прогрева минерала в природных усло-

виях окажется такой, при которой, несмотря на кратковременное превышение температуры прогрева значения $T_{\text{крит}}$, радиогенный аргон практически потерян не будет. В подобных случаях для точных оценок необходимо знать полную схему прогрева образца. Итак, значение $T_{\text{крит}}$ позволяет нам, используя сведения о геологической истории конкретного представителя того или иного минерала, оценить его пригодность для калий-аргонового датирования.

Сделаем несколько замечаний, исходя из данных табл. 2. Анализ этой таблицы подтверждает известный из геохронологической практики факт, что слюды являются по сравнению с калиевым полевым шпатом более хорошим материалом для геохронологических исследований, а лучший среди минералов группы слюд — мусковит. Интересно, что глаукоцит и калиевый полевой шпат по сохранности радиогенного аргона при низких температурах примерно равноценны. Наибольшая потенциальная возможность потерять радиогенный аргон среди исследованных минералов характерна для серицита. Однако на основе учета всех количественных характеристик миграции радиогенного аргона в сериците можно сделать однозначный вывод о пригодности этого минерала для К-Аг-геохронометрии.

Проведенное исследование миграции радиогенного аргона в сериците позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Обнаружено незначительное количество (около 2%) легкоотделяемого радиогенного аргона, выделяющегося из серицита до температуры примерно 450°C с энергией активации порядка 10 ккал/моль.

2. Основное количество (порядка 80%) радиогенного аргона выделяется в более широком, чем для мусковита и биотита, интервале температур (от $450\text{—}500$ до $800\text{—}850^{\circ}\text{C}$) с энергией активации порядка нескольких десятков ккал/моль. Наиболее интенсивное выделение аргона наблюдается при температуре примерно 650°C .

3. Выделение радиогенного аргона из серицита характеризуется по меньшей мере двумя значениями теплоты диффузии.

4. Зависимость коэффициента диффузии аргона от температуры в сериците оказалась аналогичной уравнению Аррениуса.

5. При достижении температуры отжига $T \geq 625^{\circ}\text{C}$ обнаружено нерегулярное изменение D в зависимости от температуры. Эту аномалию в ходе прямой $\ln D/a^2 - 10^3/T$, вероятно, следует связать с перестройкой кристаллической решетки серицита, вызванной имеющими место при указанных температурах прогрева этого минерала процессами дегидратации и выделения гидроксильной воды.

6. Серицит, несомненно, может и должен использоваться для К-Аг-геохронометрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолиздат, 1951.
2. Буслаев Ф. П., Овчинников Л. Н. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. — Тр. XIV сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1967.
3. Денисенко Е. А. К вопросу К-Аг-датирования по серициту. — «Материалы конференции молодых ученых Башкирского филиала АН СССР». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1969а.
4. Денисенко Е. А. К вопросу К-Аг-датирования по валовым пробам. — «Изв. АН СССР», сер. геол., 1969в, № 5.
5. Денисенко Е. А. О выделении радиогенного аргона из слюд, калишпатов и глауконитов при изотермическом отжиге минералов. — Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, вып. 9. М., «Наука», 1970.
6. Лыков А. В. Теория теплопроводности. ГИТГЛ. М., 1952.
7. Овчинников Л. Н., Буслаев Ф. П., Панова М. В., Подлесова Р. Г., Яровикова А. М. Исследование окологорудных метасоматитов Гайского колчеданного месторождения в связи с их использованием для определения абсолютного возраста. — Тр. XIII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд. АН СССР, 1966.
8. Пшеничный Г. Н. Серициты Гайского месторождения и их состав. — «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1962.

Е. А. ДЕНИСЕНКО

О КОЛИЧЕСТВЕ ВЫДЕЛЯЮЩЕГОСЯ ВОЗДУШНОГО АРГОНА ПРИ ИЗОТЕРМИЧЕСКОМ ПРОГРЕВЕ МИНЕРАЛОВ В ВАКУУМЕ

В настоящее время экспериментальная техника калий-аргонового датирования развивается в направлении наиболее точного и надежного измерения все меньших и меньших количеств калия и радиогенного аргона. Однако при этом возникает довольно сложная проблема уменьшения примеси воздушного аргона.

В принципиальном плане от примеси воздушного аргона необходимо избавляться путем получения как можно более глубокого вакуума в масс-спектрометре, в системе напуска в МС радиогенного аргона, в системе расплавления образца (например, реакторе), в системе очистки выделенного аргона и т. п. Кроме того, следует заботиться о том, чтобы фоновое парциальное давление аргона в общем давлении во всей вакуумной системе было минимальным. В противном случае даже при обычном рабочем давлении количество примесного аргона заметно возрастет. Успешное выполнение указанных требований при хорошей работе системы откачки зависит от состояния вакуумных уплотнений, от диффузии газов через материал вакуумных узлов и коммуникаций, от дегазации с внутренних поверхностей вакуумной установки. Однако даже при благоприятном, удачном решении всех технических вопросов все же очень часто практически не удается свести примесь воздушного аргона к желательному минимуму, при этом одним из основных ее источников является сам исследуемый образец. Из геохронологической практики известно, что различные минералы и породы обладают неодинаковой способностью удерживать и отдавать как с внешних, так и с внутренних (микропоры, микротрещины, микропустоты и т. п.) поверхностей воздушный аргон. Изучению выделения воздуш-

ного аргона из минералов при изотермическом отжиге в глубоком вакууме посвящена настоящая работа.

Нами были исследованы образцы мусковита, биотита, калиевого полевого шпата, глауконита и серицита. Экспериментальная методика подробно описана ранее (1). Здесь укажем только, что количество выделявшегося аргона измерялось методом изотопного разбавления с использованием в качестве трассера аргона, обогащенного по изотопу 36 до $\sim 6\%$ (2).

Целый ряд ведущих отечественных геохронологических лабораторий достаточно надежно измеряют количество радиогенного аргона порядка $p \cdot 10^{-3}$ нмм³ или нескольких нанограмм. Дальнейшее уменьшение измеряемого количества радиогенного аргона существенно зависит от уменьшения примеси воздушного аргона в каждом опыте, поскольку на надежность измерения очень сильно влияет точность внесения поправки на примесный аргон.

Как же избавиться от основного количества имеющегося в пробе воздушного аргона? Обычно для этой цели применяется дегазация образца в глубоком вакууме при одновременном прогреве пробы. Подобным образом поступали и мы при постановке экспериментов. Здесь следует лишь подчеркнуть одну особенность. Предварительно в установке, куда была загружена проба, получался глубокий вакуум порядка $1 \cdot 10^{-6}$ тор, а затем начинался прогрев образца. Количество воздушного аргона, выделившегося из минерала за время достижения указанного вакуума, естественно, не измерялось. Измерялся весь воздушный аргон, отдаваемый пробой при прогреве. При этом необходимо иметь в виду следующее. Упомянутый выше метод изотопного разбавления используется для измерения абсолютных количеств Ar^{36} и Ar^{40} отдельно. Затем, полагая, что Ar^{36} имеет только воздушное происхождение, по известным формулам рассчитывают общее количество так называемого «воздушного аргона», принимая $K_v = Ar^{36}/Ar^{40} = 338 \cdot 10^{-5}$. Однако легкий изотоп аргона может быть получен в результате некоторых ядерных реакций (например, $Cl^{35}(n, \gamma) Cl^{36} \xrightarrow{\beta^-} Ar^{36}$ или каким-либо иным путем). То же самое можно сказать и о других изотопах аргона — Ar^{38} и Ar^{40} . Иными словами, нельзя априорно исключать возможность нахождения в минерале аргона иного, чем в воздухе, изотопного состава (кроме, конечно, радиогенного аргона, состоящего, как известно, только из Ar^{40}). В таком случае для расчета количества выделяющегося из минералов воздушного аргона необходимо точно знать абсолютные количества Ar^{36} , Ar^{38} и Ar^{40} иного, чем атмосферное, происхождения. В настоящей работе мы исходили из условного положения, что из минералов выделялся только радиогенный и воздушный аргон.

Были получены следующие экспериментальные результаты, позволяющие оценить возможность уменьшения примеси воздушного аргона в обычных рядовых измерениях радиогенного аргона, объяснить и привести в систему накопленные ранее эмпирические данные по вакуумной тренировке проб.

Мусковит. Навеска в 17,1 г докембрийского мусковита из Черной Салмы (Мо-1м) прогревалась в течение двух часов при температуре 299° С. За это время из мусковита выделилось такое количество воздушного аргона, что его нельзя было заметить по сравнению с фоном установки. Фон равнялся

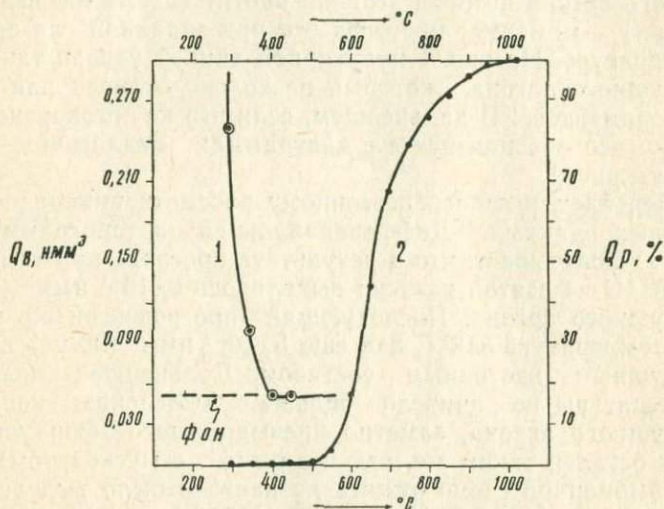


Рис. 1. Выделение воздушного и радиогенного аргона из биотита в зависимости от температуры: 1 — дифференциальная аргонограмма, 2 — интегральная аргонограмма.

$5 \cdot 10^{-2}$ нмм³, или 90 нг, что вообще-то является достаточно большой величиной. Однако если учесть известную сложность установки и величину навески, то это значение фона следует признать нормальным. Дальнейшее повышение температуры отжига не привело к увеличению выделения воздушного аргона. Значит, он выделился еще до прогрева за время вакуумной тренировки. За указанные два часа прогрева при 299° С из исследуемого образца мусковита выделилось всего 0,11% радиогенного аргона от его общего содержания.

Исходя из сказанного, для удаления основного количества воздушного аргона из мусковита можно рекомендовать вакуумную тренировку пробы с ее прогревом при 300° С в течение двух-трех часов.

Биотит. Совершенно отличными от описанных получились данные для докембрийского биотита из Черной Салмы

(Mo-16). Они представлены на рис. 1. На этой диаграмме с левой стороны по оси абсцисс отложено количество воздушно-го аргона, выделяющегося при температурах отжига, указанных по оси ординат. С правой стороны по оси абсцисс дается суммарное количество выделившегося радиогенного аргона при той же самой схеме прогрева. Значит, кривая 1— дифференциальная аргонограмма — показывает, сколько воздушно-го аргона выделилось из навески в 19,0 г биотита за 220 мин отжига при заданной температуре. Кривая 2 — интегральная аргонограмма — показывает, какое количество радиогенного аргона потерял этот же биотит (схема отжига аналогичная) к моменту прогрева его при заданной на ординате температуре. На рис. 1 пунктирной линией указан также фон воздушно-го аргона, который несколько отличен для разных экспериментов. В дальнейшем, если это не оговорено специально, все обозначения на диаграммах аналогичны обозначениям рис. 1.

Перейдем к непосредственному рассмотрению экспериментальных данных. Дифференциальная аргонограмма (см. рис. 1) показывает, что в результате прогрева при температуре 294°C из взятой навески выделилось $2 \cdot 10^{-1}$ нмм³ (375 нг) воздушно-го аргона. Последующий прогрев этой же навески при температуре 348°C дал еще $5 \cdot 10^{-2}$ нмм³ (90 нг) аргона с воздушным изотопным составом. Дальнейшее повышение температуры не привело больше к выделению количества воздушно-го аргона, заметно превышающего фон установки (фон остался таким же, как и в опыте с мусковитом). Всего при выбранной схеме отжига из навески было выделено воздушно-го аргона $2,5 \cdot 10^{-1}$ нмм³ (447 нг), а радиогенного — $2,0 \cdot 10^{-1}$ нмм³ (357 нг), или 0,11% от общего содержания (см. интегральную аргонограмму на рис. 1).

Л. Л. Шанин с сотрудниками (1967) подчеркивают, что для надежного анализа общего количества радиогенного аргона примерно в 10 нг необходимо снизить примесь воздушно-го аргона до нескольких наногрмм. Особые трудности представляет анализ проб с очень малым удельным содержанием аргона, когда навеску к тому же приходится выбирать в несколько грамм, что приводит к резкому увеличению относительного значения примеси воздушно-го аргона. Как уже указывалось, из исследованного нами биотита выделилось 23,5 нг/г воздушно-го аргона. Это означает, что даже без учета фона установки (в каждом конкретном случае он будет различным) примесь воздушно-го аргона превышает «допустимую» по меньшей мере на порядок. Однако, как ясно видно из рис. 1, от этой примеси можно легко избавиться, прогревая пробу биотита при температуре $\sim 350^{\circ}\text{C}$ в течение 220 мин, практически не теряя при этом радиогенного аргона.

Итак, для удаления основного количества воздушно-го

аргона из биотита следует рекомендовать вакуумную тренировку с прогревом при $\sim 350^{\circ}\text{C}$ в течение 2—3 часов.

Глауконит. Изученный нами образец глауконита отобран на Южном Урале (р. Баса) и относится к миньярской свите верхнего рифея. Навеска равнялась 34,0 г. Полученные результаты представлены на рис. 2. Как показано на рис. 2 (дифференциальная аргонограмма), из глауконита выделяется

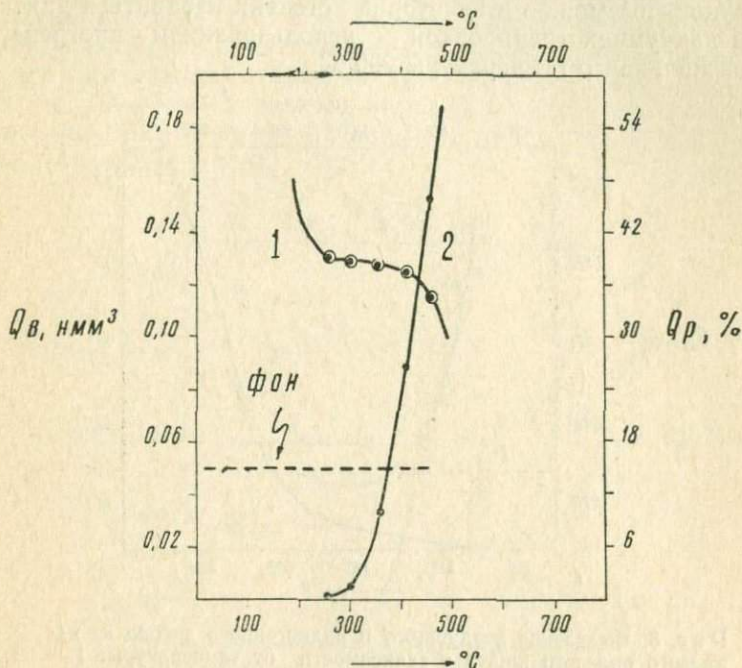


Рис. 2. Выделение воздушного и радиогенного аргона из глауконита в зависимости от температуры: 1 — дифференциальная аргонограмма, 2 — интегральная аргонограмма.

большое количество воздушного аргона, причем с повышением температуры прогрева интенсивность отдачи воздушного аргона остается высокой. Дифференциальные аргонограммы для глауконита и биотита заметно различаются. Из них видно, что биотит намного лучше отдает воздушный аргон, чем глауконит.

Очень важна количественная характеристика интенсивности выделения воздушного и радиогенного аргона из глауконита. Так, за 220 мин отжига при температуре 255°C выделяется $8,0 \cdot 10^{-2}$ нмм³ воздушного аргона и около 0,2% радиогенного аргона от общего его содержания. Далее, выделяется при $T = 299^{\circ}\text{C}$ — $7,8 \cdot 10^{-2}$ нмм³ и 1,2%, а при $T = 355^{\circ}\text{C}$ — $7,7 \cdot 10^{-2}$ нмм³ и 8,4% воздушного и радиогенного аргона

соответственно. Отсюда видно, что при $T=355^{\circ}\text{C}$ воздушный аргон продолжает выделяться еще очень интенсивно. В то же время радиогенного аргона к этому моменту отжига выделяется уже около 10% от общего содержания в глауконите (см. рис. 2).

Приведенные экспериментальные результаты позволяют сделать вывод, что от примеси воздушного аргона при анализе глауконитов можно в некоторой степени избавиться длительной вакуумной тренировкой с использованием прогрева, не превышающего температуры 200°C .

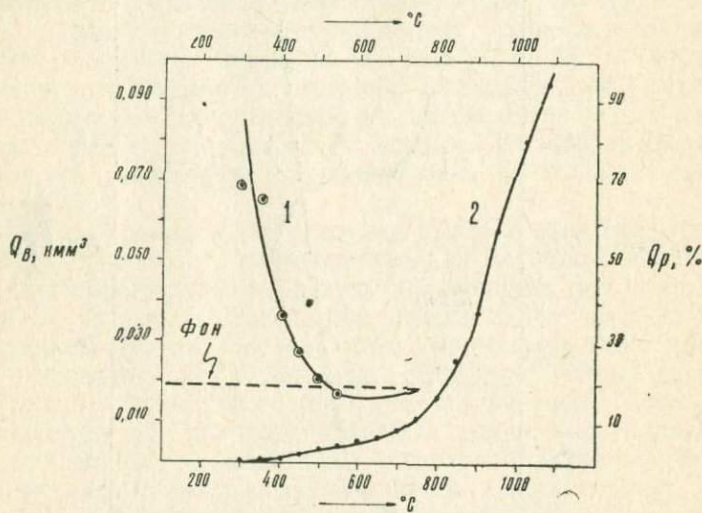


Рис. 3. Выделение воздушного и радиогенного аргона из калиевого полевого шпата в зависимости от температуры: 1 — дифференциальная аргонграмма, 2 — интегральная аргонграмма.

Калиевый полевой шпат. Полученные экспериментальные результаты для докембрийского калиевого полевого шпата из Черной Салмы (Мо-1к) представлены на рис. 3. Величина навески равна 20,0 г.

Как видно из дифференциальной аргонграммы, калиевый полевой шпат содержит значительное количество воздушного аргона. Выделение его заканчивается только при температурах отжига около $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$. Всего в эксперименте воздушного аргона получено $1,26 \cdot 10^{-1}$ нмм^3 (235 нг), или 11,8 нг/г (прогрев при каждой температуре длился 220 мин). Однако в результате отжига при $T = 300^{\circ}\text{C}$, наряду с выделением воздушного аргона, калишпатом потеряно 0,4% радиогенного аргона, при $T = 350^{\circ}\text{C}$ — тоже 0,4% и т. д. (см. рис. 3). К моменту отжига при $T \approx 550^{\circ}\text{C}$, т. е. когда закончилось выде-

ление основной массы воздушного аргона, калишпатом потеряно около 5% радиогенного аргона.

Эти экспериментальные данные показывают, что в определенной мере уменьшить примесь воздушного аргона при калий-аргоновом датировании по калишпатам можно длительной вакуумной тренировкой с одновременным изотермическим отжигом при температурах не выше 200—250° С.

Серицит. В случае, если серицит имеет гидротермальнометасоматическое происхождение и взят в околорудном ореоле, он представляет особый интерес для изотопной геохронометрии. Для исследованного образца серицита Бакр-Тау-352 (навеска—25,0 г) были получены следующие экспериментальные результаты (рис. 4).

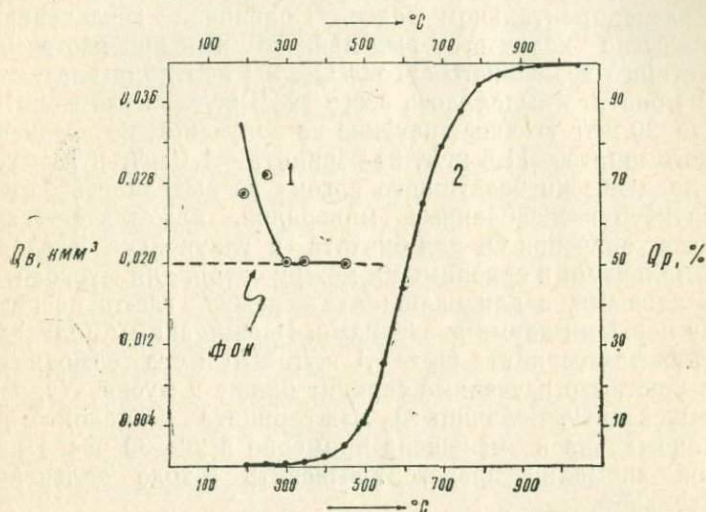


Рис. 4. Выделение воздушного и радиогенного аргона из серицита в зависимости от температуры: 1 — дифференциальная аргонограмма, 2 — интегральная аргонограмма.

Дифференциальная аргонограмма показывает, что при изотермическом отжиге из серицита выделилось малое количество воздушного аргона — всего $1,6 \cdot 10^{-2}$ нмм³ (~ 28 нг), или 1,1 нг/г, причем его выделение было закончено примерно при $T \approx 300^\circ \text{C}$. Радиогенного аргона к этому моменту отжига было потеряно серицитом только 0,1—0,2% от его общего содержания (интегральная аргонограмма — см. рис. 4).

Для уменьшения примеси воздушного аргона при К-Аг-датировании по серициту следует рекомендовать примерно двухчасовую тренировку в глубоком вакууме с одновременным прогревом пробы при $T \approx 250\text{—}300^\circ \text{C}$.

Из полученных экспериментальных данных пока еще нель-

зя сделать вывод о том, какой из минералов обладает наибольшей «поглотительной» способностью в отношении воздушного аргона, поскольку предварительная вакуумная тренировка должна по-разному отражаться на скорости и полноте удаления воздушного аргона из разных минералов. Однако можно с уверенностью сказать, что воздушный аргон довольно трудно отдается биотитом и глауконитом, несколько лучше — калиевым полевым шпатом и хорошо — мусковитом и серицитом. При этом нужно подчеркнуть, что от основного количества воздушного аргона в биотите можно освободиться, не затрагивая радиогенный аргон, в то время как для изученных глауконита и калишпата это не представляется возможным.

Наконец, остановимся на одном интересном обнаруженном нами экспериментальном факте. Сравнивая исследованные минералы по количеству выделенного ими при изотермическом отжиге воздушного аргона Q_v , мы получили следующий ряд: из биотита выделилось всего 23,5 нг/г, из глауконита — больше 20 нг/г (точное значение не получено), из калиевого полевого шпата — 11,8 нг/г, из серицита — 1,1 нг/г и из мусковита практически воздушного аргона не выделялось. Исходя из структур исследованных минералов, кажется естественным, что значения Q_v для биотита и глауконита оказались максимальными и сравнимыми между собой, для мусковита — минимальными, а для калишпата — лежат где-то посредине между первыми двумя значениями. Неожиданным получилось значение для серицита $Q_v = 1,1$ нг/г. Это и без термоанализа показывает, что изученный серицит ближе к мусковиту, чем к гидромусковиту. Величина Q_v для серицита по какой-то причине аномальна и уменьшена примерно в 20—30 раз. Причину этой аномалии предстоит выяснить в ходе дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Денисенко Е. А. К характеристике сохранности радиогенного аргона в палеозойских эталонных пробах. — «Методические вопросы изотопной геологии». М., «Наука», 1965.
2. Попов Ю. Н., Денисенко Е. А., Меньшикова Р. Т. Определение радиогенного аргона методом изотопного разбавления аргоном, обогащенным Ar^{36} . — «Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород». Л., 1967.
3. Шанин Л. Л., Аракелянц М. М., Чернышев И. В. Определение радиогенного аргона методом изотопного разбавления. — «Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород». Л., 1967.

Е. А. ДЕНИСЕНКО, Э. З. ЯКУПОВ

ПРИБОР ДЛЯ ПОДБОРА ЛАМП 12Ж1Л и 2Э2П К УСИЛИТЕЛЯМ ПОСТОЯННОГО ТОКА МАСС-СПЕКТРОМЕТРОВ

В большинстве масс-спектрометрических приборов с регистрацией ионных токов методом электрического заряда применяются усилители постоянного тока (УПТ). В УПТ всякие изменения постоянного напряжения на выходе одного каскада воспроизводятся и усиливаются всеми последующими каскадами. В результате этого на выходе усилителя регистрируются ложные изменения величины тока и напряжения, неотличимые от изменений, получающихся под действием полезного сигнала. В связи с этим при эксплуатации УПТ много внимания приходится уделять борьбе с подобными ложными сигналами, возникающими в усилителе или наводимыми извне независимо от управляющего сигнала.

Для достижения более стабильной работы УПТ широко используют различного рода балансные схемы (1, 2). Каскады усиления в большинстве таких схем содержат две лампы — рабочую и компенсационную. Всякие паразитные изменения напряжений и токов в рабочей лампе должны вызывать точно такие же изменения в компенсационной и, взаимно вычитаясь, не влиять на показания выходного прибора. Необходимым условием хорошей компенсации является очень тщательный подбор рабочей и компенсационной ламп, которые должны иметь практически одинаковые анодно-сеточные характеристики.

В повседневной работе упомянутые лампы подбираются на испытателе ламп (например, типа Л1-3 и т. п.). Однако это занимает довольно много времени. Кроме того, подобный подбор производится по статическим характеристикам и при небольшом диапазоне изменений режимов работы, поэтому в большинстве подобранные таким образом лампы оказываются

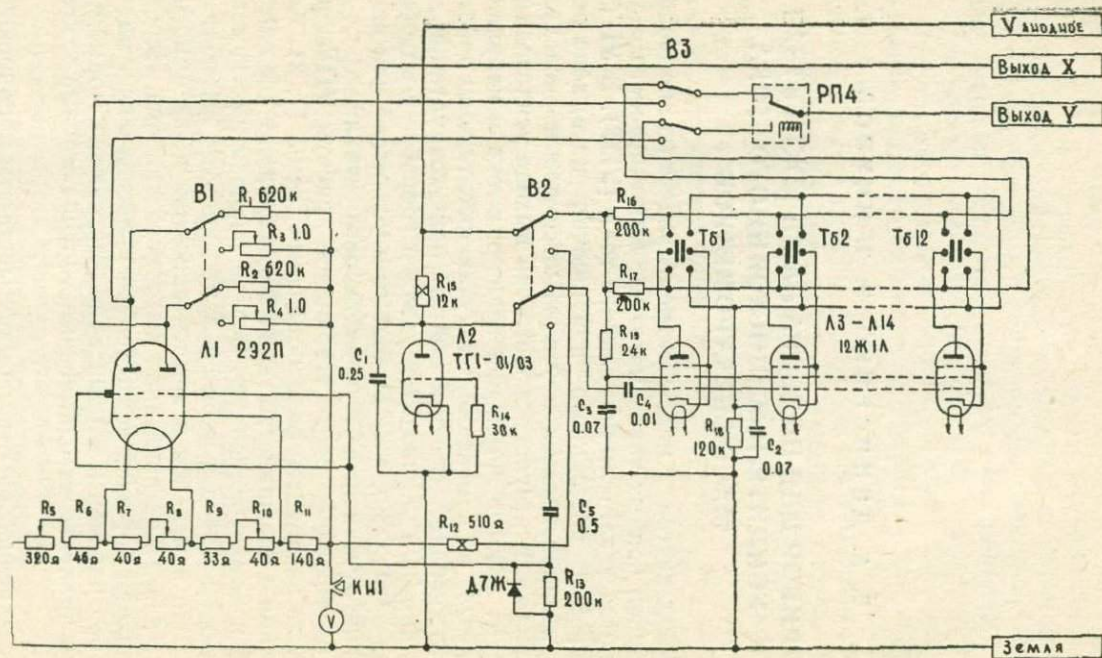


Рис. 1. Принципиальная схема прибора для подбора ламп 12Ж1А и 2Э2П.

не идентичными в режимах работы усилителя. Указанное обстоятельство вынуждает еще раз проверять эти лампы уже в рабочем режиме УПТ масс-спектрометров (МС).

Сказанное побудило нас сконструировать прибор, позволяющий упростить и сделать более надежным отбор необходимых для УПТ ламп с идентичными анодно-сеточными характеристиками. Предлагаемый прибор предназначен для подбора ламп 12Ж1Л и 2Э2П к УПТ масс-спектрометров, сконструированных на базе МС-2 (например, МИ-1305, МХ-1302, МХ-1303 и т. п.).

Прибор состоит (рис. 1) из блока генератора пилообразного напряжения (ГПН), блока подбора ламп 12Ж1Л, блока подбора ламп 2Э2П и блока коммутации.

Блок генератора пилообразного напряжения собран по обычной схеме на тиратроне ТГ1-01/03 (Л2). Конкретные данные об элементах блока ясны из рис. 1.

Блок подбора ламп 12Ж1Л представляет собой два обычных усилителя на лампах 12Ж1Л с равными анодными сопротивлениями R_{16} и R_{17} и общей цепочкой автоматического смещения R_{18} , C_2 . Анодное и накальное напряжения берутся с универсального источника питания (УИП). Анодное напряжение с УИП и напряжение пилообразной формы с ГПН на управляющие сетки лампы подаются с помощью переключателя В2. Напряжения с анодов исследуемых ламп подаются через поляризованное реле РП-4 на вертикальные пластины осциллографа. Развертка луча осциллографа производится пилообразным напряжением с ГПН прибора. Частота переключения реле РП-4 — 50 гц, а частота ГПН прибора порядка 150—200 гц, поэтому на экране осциллографа наблюдается практически непрерывная картина, показывающая зависимость анодного напряжения от напряжения на сетке (анодно-сеточная характеристика) для ламп 12Ж1Л.

Блок для подбора ламп 2Э2П принципиально аналогичен описанному для 12Ж1Л (см. рис. 1), однако здесь предусмотрено изменение режима работы ламп 2Э2П. Это позволяет путем изменения анодных сопротивлений, а также накала катода и потенциала сетки пространственного заряда относительно катода совмещать характеристики обоих плеч двойного триода. Подчеркнем, что совмещение производится, главным образом, подбором анодных сопротивлений R_a .

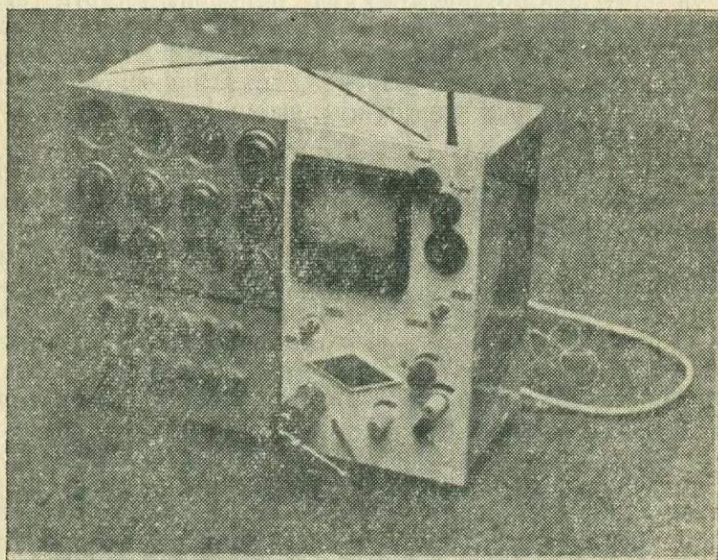
Основные конструктивные характеристики блока следующие. Анодное напряжение 17,5в контролируется с помощью вольтметра при нажатии кнопки КН1. С помощью переключателя В1 можно подключить или постоянные анодные сопротивления R_1 и R_2 , или переменные — R_3 и R_4 . Так же, как и для блока подбора ламп 12Ж1Л, выход схемы подсоединяется через РП-4 к осциллографу переключателем В3. Анодное напряжение с УИП, а пилообразное напряжение на упра-

вляющие сетки обеих половин лампы с ГПН подается через переключатель В2. Наконец, в блоке предусмотрено переменное сопротивление R_5 , с помощью которого можно просмотреть характеристику ламп 2Э2П при различных смещениях.

Параметры усилителей блоков подбора ламп 12Ж1Л и 2Э2П задавались такими же, как и в УПТ масс-спектрометра МС-2.

Благодаря блоку коммутации имеется возможность установить на прибор сразу 12 ламп 12Ж1Л. С помощью тумблеров Тб1—Тб12 можно включить на проверку две любые из 12 ламп и сравнить их между собой. За один прием, не снимая их с прибора, можно просмотреть и сравнить $S^2_{12} = 66$ пар ламп. Это значительно уменьшает время, необходимое для отбора ламп с одинаковыми анодно-сеточными характеристиками.

Практически подбор ламп 12Ж1Л заключается в нахождении двух ламп, характеристики которых на экране осциллографа полностью совпадают. Подбор ламп 2Э2П осуществляется следующим образом. Вначале наблюдаются характеристики обоих плеч двойного триода при постоянных анодных нагрузках. В случае их несовпадения в качестве анодной нагрузки включается переменное сопротивление. Диапазон изменения сопротивлений при подборе должен быть от 300 Ком до 1 Мом. Изменением анодных сопротивлений, а также R_8 и R_{10} добиваются полного совпадения анодно-сеточных характеристик. После этого для выбранной лампы проверяется



Общий внешний вид прибора.

входное сопротивление (сетка — катод), которое должно быть не меньше 10^{14} — 10^{15} ом. Нами входное сопротивление лампы 2Э2П измерялось тераомметром Е6-3. После выполнения всех этих операций лампа устанавливается на масс-спектрометр, причем параметры радиотехнической схемы электрометрического усилителя обязательно выставляются точно такими же, при которых было достигнуто совмещение характеристик плеч 2Э2П.

Описанный прибор эксплуатируется в лаборатории изотопной геохронологии более полугода (внешний вид дан на рис. 2). Он зарекомендовал себя удобным и надежным в работе и позволил сэкономить значительное количество рабочего времени при подборе ламп для масс-спектрометров. Более строгий подбор ламп к УПТ обеспечил более надежную работу последних. Наличие подобного прибора в лаборатории значительно упрощает настройку усилителей постоянного тока. Эксплуатация созданного прибора позволяет сделать работу МС в целом более надежной, что в конечном счете обеспечивает получение более точных аналитических данных.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байда Л. И., Семенович А. А. Электронные усилители постоянного тока. М.—Л., Госэнергоиздат, 1953.
2. Рафальсон А. Э., Шерешевский А. М. Масс-спектрометрические приборы. М., Атомиздат, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Общие вопросы изотопной геохронологии	
М. А. Гаррис. О современных возможностях изотопной геохронологии	7
Д. В. Постников. Оценка первичных количеств долгоживущих радиоактивных изотопов, входивших в состав земной коры	17
М. А. Гаррис, Д. В. Постников, Л. С. Лозовая, Е. А. Денисенко, Р. Т. Меньшикова. К геологической интерпретации калий-аргоновых датировок	21
Вопросы региональной геохронологии	
Д. В. Постников, М. А. Гаррис. Геохронология магматических и метаморфических комплексов нижнего докембрия восточной части Русской платформы	39
М. А. Гаррис. Геохронологическая схема тектоно-магматических циклов геосинклинального развития Урала	59
М. А. Гаррис. Байкальский магматизм и метаморфизм на Урале и в Мугоджарах	71
М. А. Гаррис, Л. С. Лозовая. Каледонский цикл магматизма на Урале и в Мугоджарах	81
Л. С. Лозовая, М. А. Гаррис, А. П. Гревцова. Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале	98
Л. С. Лозовая. Мезозойский этап вулканизма на Урале	115
М. И. Исмагилов, М. З. Исмагилова. О соотношении оруденения Весеннего месторождения и Кошенсайского массива гранодиоритов	120
Методические вопросы изотопной геохронологии	
Е. А. Денисенко. О радиогенном аргоне в амфиболитах, габбро-диабазам и пироксенитах	127
Е. А. Денисенко. О пригодности серицита для К-Аг-геохронометрии	151
Е. А. Денисенко. О количестве выделяющегося воздушного аргона при изометрическом прогреве минералов в вакууме	161
Е. А. Денисенко, Э. З. Якупов. Прибор для подбора ламп 12Ж1Л и 2Э2П к усилителям тока масс-спектрометров	169

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Башкирский филиал

Институт геологии

**ВОПРОСЫ ИЗОТОПНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ УРАЛА
И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Редактор *Н. Д. Трапезникова*

Технический редактор *Л. А. Боткина*

Корректор *Л. Н. Скальдина*

Сдано в набор 1/XII-1971 г. Подписано к печати 30/XI-72 г.
Формат 60×90¹/₁₆. Физ. печ. л. 11. Уч.-изд. л. 10,2.
П04687. Тираж 800 экз. Цена 70 коп. Заказ 1451.

Саратов. Типография издательства «Коммунист», пр. Ленина, 94.

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
31	4 сверху	биотитов	биститов
73	14 снизу	эколгита	эклогита
122	18 сверху	палькоширитовые	халькоширитовые
175	3 снизу	изометрическом	изотермическом

70 к.

5572