

ОПРЕДЕЛЕНИЕ
АБСОЛЮТНОГО
ВОЗРАСТА
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПРИ ОГГГ АН СССР

ОПРЕДЕЛЕНИЕ
АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И МОЛОДЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

(XVIII сессия)

1802



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1976



Сборник содержит работы по датированию рудных месторождений, закономерностям их формирования и выяснению источников рудного вещества.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР Г.ДАФАНАСЬЕВ
(ответственный редактор),
академик А.П.ВИНОГРАДОВ,
член-корр. АН СССР Л.Н.ОВЧИННИКОВ,
профессор Э.К.ГЕРЛИНГ,
канд. геол.-мин. наук Т.Б.ПЕКАРСКАЯ
(ученый секретарь редколлегии)

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ МЕЖЛАБОРАТОРНЫХ ЭТАЛОННЫХ ПРОБ

Радиогеохронологические методы, основой расчета которых являются изотопные соотношения, дают большую информацию о геохимических процессах и далеких этапах геологической истории Земли. Однако изотопные методы, применяемые для датирования геологических объектов, непосредственно зависят от точности измерений.

Сравнение данных анализа, полученных разными лабораториями и методами, позволяет оценить истинную погрешность и степень надежности конечных результатов. Любая аппаратура, будь то масс-спектрометр или аргоновая установка, имеет ряд источников ошибок, которые искажают исходные изотопные значения и приводят к меньшим или большим погрешностям в окончательных данных. Для выявления ошибочных данных, установления величины погрешности, характеризующей точность радиологического метода на данном этапе развития инструментальной техники и повышения степени надежности возрастных значений, Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГГ АН СССР регулярно проводит работу по анализу специально приготовленных межлабораторных проб для разных геохронологических методов [1-3].

С 1969 по 1972 г. были подготовлены и проанализированы пробы для калий-аргонового метода "биотит-70А" и для рубидий-стронциевого метода "биотит-70". Для рубидий-стронциевого метода была также создана проба "микроклин-71". Последнюю нам прислала из Швейцарии Егер, как и международную пробу Мо-70; однако в ее создании принимала участие наша страна. Материалом для нее явился микроклин из пегматитовой жилы Черная Салма Северной Карелии. Егер провела измельчение микроклина, усреднение, расфасовку и рассылку подготовительной пробы. Ранее из этой жилы были проанализированы калий-аргоновым методом стандарты биотита и мусковита, а также микроклина [3]. Кроме того, возраст пегматитовых жил Северной Карелии, в том числе и жилы Черная Салма, хорошо установлен свинцово-урано-ториевым методом [4].

Биотитовые пробы были приготовлены из биотитовых скоплений в калдырминском граните Бохтинского массива Центрального Казахстана. Полевые работы выполнены Р.Н. Соболевым. Возраст биотита Бохтинского массива был определен двумя методами в шести лабораториях Советского Союза и в лаборатории Егер (Берн, Швейцария). Всего получено девять возрастных значений: три рубидий-стронциевых (среднее - 292 млн.лет) и шесть калий-аргоновых (среднее - 300 млн.лет). После сверки 1968 г. эта проба была принята за стандарт, правда, ограниченного пользования [4].

Для калий-аргонового метода была подготовлена проба "биотит-70А". После отборки, очистки и тщательного перемешивания проба была расфасована (по 110 г) и разслана в лаборатории 46 институтов в июне 1972 г. Вместе с пробами выслали единые формы представления результатов анализов с тем, чтобы данные каждой лаборатории были статистически представительны, а опыты "симметричны". Для пробы "биотит-70А" каждой лаборатории было предложено провести четыре опыта по определению содержания аргона и шести определений калия из отдельных навесок. Практически все лаборатории (за исключением двух-трех выполнили эти требования, а потому эксперимент в целом можно считать "симметричным", а представленные результаты обработать при помощи дисперсионного анализа для вычисления отдельных компонентов дисперсии.

Вначале рассмотрим данные анализов рубидий-стронциевых проб "микроклин-71" и "биотит-70".

ПРОБА «МИКРОКЛИН-71»

Во всех лабораториях, приславших результаты анализов рубидий-стронциевых проб, определение содержания рубидия и стронция ведется методом изотопного разбавления с использованием обогащенных изотопов рубидия и стронция. Данные анализов представлены в табл. 1 и 2.

В лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (руководитель Л.Л.Шанин) изотопный анализ проводили на изотопном масс-спектрометре единой серии МИ 1311 с использованием трехленточного ионного источника с несколько измененной конструкцией трехленточного узла для анализа рубидия. Измерение ионных токов проводили однолучевым методом. Определение содержания рубидия и радиогенного стронция в лаборатории проводится, как правило, из одной навески пробы 0,2–0,3 г. Навеску разлагают с одновременной добавкой рубидиевого и стронциевого трасеров, а выделение стронция и рубидия проводят на ионообменных колонках со смолами Dowex 50×8 или КРС-7,5.

При анализе рубидия применяли трасер с содержанием 97% рубидия-87, а при анализе стронция – двойной стронциевый трасер $Sr^{84}-Sr^{88}$ с величиной $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1189$ и с содержанием 33,5% стронция-84. Концентрации растворов трасеров (~5 мкг/г Sr и ~1000 мкг/г Rb) определяли методом изотопного разбавления с помощью опорных растворов чистых солей: Rb_2SO_4 особой чистоты, $RbNO_3$ особой чистоты и $Sr(NO_3)_2$ для спектрального анализа. Примесь калия и натрия в Rb_2SO_4 оценивали пламеннофотометрически, и она не превышала 0,03%, а содержание спектрально определяемых примесей в $Sr(NO_3)_2$ не превышает 0,01%. Среднеквадратичная относительная ошибка определения концентраций трасера составляет для стронция $\pm 0,064\%$ и для рубидия $\pm 0,19\%$.

В лаборатории ядерной геохронологии Института геологических наук АН АрмССР (руководитель Г.П.Багдасарян) изотопные измерения в первых двух опытах выполнены на масс-спектрометре МИ1305, а в 3-м и 4-м опытах на нем производилось и измерение стронция на приборе МИ1309.

Таблица 1

Результаты определения содержания рубидия и стронция в пробе "микроклин-71"

| Лаборатория | Исследователи | Анализ рубидия | | Анализ стронция | | |
|-------------------|---|----------------|--------------------------|-----------------|--|--|
| | | число анализов | Rb ⁸⁷ , мкг/г | число анализов | содержание обыкновенного стронция, мкг/г | содержание Sr ⁸⁷ /рад. нг/г |
| ИГЕМ АН СССР | Л.Л.Шанин, Ю.В.Гольцман | 3 | 126,3±0,56 | 5 | 117,0–119,9 | 3335±34 |
| ИГН АН АрмССР | Г.П.Багдасарян, Р.Х.Гукасян, К.Б.Казарян | 4 | 129,2±1,40 | 4 | 118,4–122,8 | 3270±65 |
| ВСЕГЕИ МГ СССР | Н.И.Полевая, Г.А.Мурина, Ю.П.Шергина | 4 | 124,9±0,80 | 4 | 115,3–117,9 | 3251±11 |
| ИГФМ АН УССР | Е.Н.Бартницкий, Ф.И.Котловская, В.П.Величко | 3 | 121,2±0,38 | 3 | 127,4–130,2 | 3042±30 |
| Бельгия | Дейтч | - | 124,6 | - | 117,44 | 3256 |

Примечание. 1. В расчетах использовалось атомное изотопное отношение $Rb^{85}/Rb^{87} = 2,591$. 2. Используются следующие атомные изотопные отношения обыкновенного стронция: $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$, $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,706$ и $Sr^{84}/Sr^{88} = 0,00675$. 3. Вычисление среднеквадратичных отклонений выполнено в лабораториях.

Таблица 2

Средние значения содержания рубидия и стронция в пробе "микроклин-71"

| Лаборатория, параметры | Средние лабораторные значения содержания | | Изотопные отношения (по средним значениям) | | | Возраст, млн. лет |
|--|--|--|--|---------------------------|----------------------------------|-------------------------|
| | Rb ⁸⁷ , мкг/г | Sr ⁸⁷ _{рад.} , нг/г | $\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$ | $\frac{Rb^{87}}{Sr^{86}}$ | $\frac{Sr^{87}_{рад.}}{Rb^{87}}$ | |
| ИГЕМ АН СССР | 126,3 | 3335 | 0,9927 | 10,86 | 0,02641 | 1875 |
| ИГН АН АрмССР | 129,2 | 3270 | 0,9846 | 11,01 | 0,02532 | 1799 |
| ВСЕГЕИ МГ СССР | 124,9 | 3251 | 0,9816 | 10,82 | 0,02604 | 1849 |
| ИГФМ АЕ УССР | 121,2 | 3042 | 0,9471 | 9,60 | 0,02509 | 1783 |
| Среднее значение, \bar{x} | 125,4 | 3224 | 0,9765 | 10,60 | 0,02572 | 1826 |
| Среднеквадратичное отклонение | 3,3 | 130 | 0,0201 | 0,67 | 0,00061 | 43 |
| Коэффициент вариации, % | 2,62 | 4,02 | 2,06 | 6,33 | 2,35 | 2,35 |
| Доверительные пределы, $\Delta \bar{x}$ $n=4, p=0,95$ | 5,2 | 206 | - | - | - | 68 |
| Бельгия, лаборатория Дейтча | 134,6 | 3256 | 0,9894 | 10,84 | 0,02614 | 1856 |

Примечание. 1. Расчет возраста проведен по формуле

$$t = \frac{1}{\lambda_{Rb^{87}}} \ln \left(1 + \frac{Sr^{87}_{рад.}}{Rb^{87}} \right) \text{ при } \lambda_{Rb^{87}} = 1,39 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}.$$

$$2. Sr^{87} = Sr^{87}_{обмкн} + Sr^{87}_{рад.}$$

Для изотопного анализа рубидия был использован одноленточный вариант источников ионов, а для стронция – трехленточный ионный источник. Содержание рубидия-87 и радиогенного стронция-87 определяли методом изотопного разбавления с применением следующих трасеров: рубидиевого изотопного состава – Rb⁸⁵ = 4,15 ат.пр. и Rb⁸⁷ = 95,85 ат.пр.; стронциевого – Sr⁸⁴ = 48,88 ат.пр., Sr⁸⁶ = 12,04 ат.пр.; Sr⁸⁷ = 4,59 ат.пр. и Sr⁸⁸ = 34,49 ат.пр. Содержание рубидия и стронция определяли из отдельных навесок.

В отделе изотопных методов исследования ВСЕГЕИ (руководитель Н.И. Полева) рубидий-стронциевый изотопный анализ выполняли на серийном масс-спектрометре МИ1309 с использованием стандартного трехленточного источника ионов. На ленту источника рубидий наносили в виде Rb₂SO₄, а стронций – в виде Sr(NO₃)₂. Для определения содержания рубидия-87 и радиогенного стронция-87 применяли трасеры следующего изотопного состава: рубидиевый – Rb⁸⁵ = 4,18 ат.пр. и Rb⁸⁷ = 95,82 ат.пр., стронциевый – Sr⁸⁴ = 59,97, Sr⁸⁶ = 11,23, Sr⁸⁷ = 3,71 и Sr⁸⁸ = 28,09 ат.пр. Добавление трасера в навеску образца осуществляли до ее разложения. Рубидий отделяли от мешающих катионов промыванием перхлоратов этиловым спиртом, а стронций – с помощью ионообменной колонки, заполненной смолой Dowex 50 × 8.

В отделе (руководитель Н.П. Щербак) Института геохимии и физики минералов АН УССР изотопные анализы рубидия и стронция, за исключением третьего опыта, проведены на масс-спектрометре МИ1305. Третий опыт выполнен на приборе МИ1309. При анализе рубидия был использован одноленточный, а при анализе стронция двух- и трехленточные ионные источники. Рубидий в источник вводили в виде Rb₂SO₄, а стронций – в виде Sr(NO₃)₂. Изотопный состав рубидиевого трасера (ат.пр.) – Rb⁸⁵ = 3,886 и Rb⁸⁷ = 96,114, а изотоп-

ный состав стронциевого трасера (ат.пр.) - $Sr^{84} = 56,61$, $Sr^{86} = 9,13$, $Sr^{87} = 3,71$ и $Sr^{88} = 30,55$. Определение содержания рубидия и стронция проводили из отдельных навесок. В холостом опыте содержание обыкновенного стронция составляло $\leq 0,5$ мкг.

Пробу "биотит-70" анализировали во всех лабораториях в целом по тем же схемам.

В табл. 2 сведены средние лабораторные значения содержания рубидия-87 и радиогенного стронция-87, а также изотопные отношения и цифры возраста, вычисленные по средним значениям. Здесь же приведен результат анализа, выполненного в лаборатории Дейтч (Бельгия), любезно сообщенный одному из авторов.

В табл. 2 приведены также средние межлабораторные значения, рассчитанные по средним результатам четырех лабораторий, среднеквадратичные отклонения и доверительные интервалы для доверительной вероятности 0,95 при $n=4$. Среднее значение возраста по результатам пяти лабораторий, включая данные лаборатории Дейтч, составляет 1832 млн.лет, а доверительные пределы для доверительной вероятности - 0,95 - ± 49 млн.лет.

Полученные значения возраста (табл. 2) хорошо согласуются, как будет показано ниже, с цифрами возраста, вычисленными по данным анализов других методов [4].

Результаты анализов пробы "микроклин-71" позволяют считать эту пробу эталонной для рубидий-стронциевого метода, а вычисленные средние значения по содержанию Rb^{87} и $Sr^{87}_{рад}$ в ней - наиболее близкими к их действительному распределению.

ПРОБА «БИОТИТ-70»

Эта проба была проанализирована только четырьмя лабораториями. Однако ранее была разослана и подвергнута анализам проба биотита С-4д, взятая из тех же гранитов, что и проба "биотит-70". Эту пробу ("биотит-70") можно считать эталонной и охарактеризовать ее средними значениями содержания рубидия и стронция, а также наиболее вероятным значением возраста. Результаты анализов пробы представлены в табл. 3. Цифры возраста, вычисленные по средним значениям содержания рубидия и стронция каждой лаборатории, а также средние величины для пробы в целом сведены в табл. 4. Здесь же даны среднеквадратичные отклонения и вариационные коэффициенты.

Таблица 3

Результаты определения содержания рубидия и стронция в пробе "биотит-70"

| Лаборатория | Исследователь | Анализ рубидия | | | Анализ стронция | |
|------------------|---|----------------|-------------------|----------------|---|------------------------|
| | | число анализов | Rb^{87} , мкг/г | число анализов | содержание обыкновенного стронция, нг/г | $Sr^{87}_{рад}$, нг/г |
| ИГЕМ АН СССР | Л.Л.Шанин, Ю.В.Гольцман | 5 | 893,4 \pm 6,1 | 5 | 4282-4924 | 3678 \pm 4,0 |
| ИГН АН АрмССР | Г.П.Багдасарян, Р.Х.Гукасян, К.Б.Казарян | 5 | 911,9 \pm 14,7 | 5 | 5897-7920 | 3888 \pm 116 |
| ИГФМ АН УССР | Е.Н.Бартницкий, Ф.И.Котловская, В.П.Величко | 3 | 861,4 \pm 8,8 | 3 | 8078-9946 | 3624 \pm 96 |

Примечание. 1. В расчетах использованы следующие атомные изотопные отношения обыкновенного стронция: $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$, $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,706$ и $Sr^{84}/Sr^{88} = 0,00675$. 2. В расчетах использовали атомное изотопное отношение $Rb^{85}/Rb^{87} = 2,591$. 3. Среднеквадратичные отклонения вычислены в лабораториях.

Таблица 4

Средние значения содержания рубидия и стронция в пробе "биотит-70" и вычисленные значения возраста

| Лаборатория, параметры | Средние лабораторные значения содержания | | Изотопные отношения (по средним значениям) | | | Возраст, млн. лет |
|--------------------------------------|--|--|---|------------------------------------|---|-------------------|
| | Rb ⁸⁷ , мкг/г | Sr ⁸⁷ _{рад} , нг/г | Sr ⁸⁷ _{обычн} /Sr ⁸⁷ | Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Sr ⁸⁷ _{рад} /Rb ⁸⁷ | |
| ИГЕМ АН СССР | 893,4 | 3678 | 8,729 | 1949 | 0,004117 | 295,6 |
| ИГН АН АрмССР | 911,9 | 3888 | 6,568 | 1370 | 0,004263 | 306 |
| ИГФМ АН УССР | 861,4 | 3624 | 4,900 | 985 | 0,004207 | 302 |
| Среднее значение, \bar{x} | 888,9 | 3730 | 6,732 | 1435 | 0,004196 | 301,2 |
| Среднеквадратичное отклонение, S_x | 25,6 | 140 | 1,920 | 485 | 0,000073 | 5,2 |
| Коэффициент вариации, $v_{S_x}, \%$ | 2,87 | 3,75 | 28,5 | 33,8 | 1,74 | 1,74 |

$$* \text{Sr}^{87} = \text{Sr}^{87}_{\text{обычн}} + \text{Sr}^{87}_{\text{рад}}$$

Данные анализов проб "микроклин-71" и "биотит-70", полученные в лаборатории геохимии изотопов (руководитель Г.С.Плюснин), не учтены при расчете средних значений из-за значимого различия дисперсий.

Содержание обыкновенного стронция (см. табл. 1 и 3) колеблется внутри лабораторных серий меньше, чем между сериями.

Наименьшее содержание обыкновенного стронция получено в лаборатории ИГЕМа, наибольшее - в лаборатории ИГФМа. Вероятнее всего, это зависит от чистоты применяемых при анализе реактивов и материалов.

ПРОБА «БИОТИТ-70А»

Проба была подвергнута экспериментальным исследованиям в 37 лабораториях. К сожалению, не выполнены анализы лаборатории Геологического института АН ГрузССР (руководитель М.М.Рубинштейн), Геологического факультета МГУ (В.М.Белый), ГЕОХИ АН СССР (руководитель И.К.Задорожный), ИГТ СО АН СССР (руководитель Л.В.Фирсов), Института геологии АН КиргССР (руководитель К.С.Сагындыков), АзНИПИнефть (руководитель В.К.Покидин), Института геологии АН АзССР (руководитель А.Р.Исмет), Института геологии Баш. ФАН СССР (руководитель М.А.Гаррис) и ЦНИГРИ (руководитель В.П.Стрижков).

Вместе с пробой всем лабораториям комиссией были высланы единые формы представления результатов анализа. Для того чтобы опыты были "симметричными", комиссия предложила лабораториям провести одинаковое количество определений по содержанию калия и аргона. В связи с тем, что лабораторные данные, представленные в комиссию, являются промежуточными (рабочими) при вычислении межлабораторных средних значений и для уменьшения влияния на конечный результат ошибки взвешивания навески и ошибки округления расчетных значений, было также предложено представлять полные первичные данные без округления и, как минимум, выражать четырьмя значащими цифрами величину навески, отдельные измерения и средние значения, а также изотопное отношение радиогенного $\text{Ar}^{40}_{\text{рад}}$ к K^{40} . К сожалению, некоторые лаборатории не придерживались рекомендаций комиссии и тем затруднили обработку данных.

Все результаты анализов по определению содержания калия и аргона, а также вычисленные значения возраста сведены в табл. 5. В нее не включены

| № п/п | Лаборатория | Исследователи | Анализ калия | | Анализ аргона | | | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ рад | Возраст, млн. лет |
|-------|---|--|---------------|---|---------------|------------------------|---|------------------------------|-------------------|
| | | | метод анализа | K, % (среднее значение и квадратичное отклонение) | метод анализа | Ar возд., % (min, max) | Ar ⁴⁰ рад, нг/г (среднее значение и среднеквадратичное отклонение) | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 1 | Лаборатория ядерной геохронологии ИГН АрмССР | Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян | ФП | 7,326±0,098 | ОМ | 4,0; 12,5 | 170,3±2,8 | 0,01905 | 314 |
| | | | | | А-38 | 10,6; 38,6 | 170,6±1,4 | 0,01909 | 315 |
| 2 | Лаборатория абсолютного возраста, Центральная лаборатория Иркутского геологического управления | В. Иванов | ФП | 7,402±0,041 | ОМ | 34,5; 50,9 | 170,0±2,3 | 0,01883 | 311 |
| 3 | Лаборатория определения абсолютного возраста Центральной лаборатории Иркутского геологического управления | А. Шмуйлович, А. Саксин | ФП | 7,430±0,069 | ОМ | 7,5; 12,2 | 158,7±2,3 | 0,01750 | 291 |
| 4 | Лаборатория абсолютного возраста Комплексной тематической экспедиции ДВГУ | В.И. Крутиков | ФП | 7,462±0,033 | ОМ | 36,2; 78,4 | 168,8±1,0 | 0,01854 | 307 |
| 5 | Лаборатория абсолютного возраста Ин-та геологии и геофизики АН УзССР | Ф. Аскарлов | ФП | 7,478±0,142 | ВА | 11,4; 40,6 | 173,4±2,0 | 0,01901 | 314 |
| 6 | Лаборатория Воронежской геологоразведочной экспедиции. ТГУЦР | Л.Б. Копыльская | ФП | 7,485±0,003 | ОМ | 9,8; 19,6 | 169,4±0,8 | 0,01855 | 307 |
| 7 | Лаборатория абсолютного возраста Центральной лаборатории Приморского ТГУ | И. Малков, А. Грачева | ФП | 7,490±0,081 | ОМ | 4,1; 11,7 | 167,4±1,0 | 0,01831 | 303 |
| 8 | Лаборатория абсолютного возраста Дальневосточного геологического института | Э.С. Овчарек | ФП | 7,492±0,045 | ОМ | 8,5; 32,5 | 159,8±7,2 | 0,01748 | 290 |
| 9 | Лаборатория абсолютного возраста ГИН АН СССР | В.И. Виноградов, С.Б. Смелов | ФП | 7,50±0,01 (среднее значение из пяти серий) | А-38 | 39,1; 45,1 | 174,8±3,2 | 0,01911 | 315 |
| 10 | ИГФМ АН УССР | Н.П. Шербак, Ф.И. Котловская, В.П. Величко | ФП | 7,518±0,05 | ОМ | 19,6; 23,0 | 168,6±2,7 | 0,01838 | 304 |
| 11 | Лаборатория абсолютного возраста Уральского территориального геологического управления | А.П. Гревцова | ФП | 7,531±0,051 | ОМ | 5,4; 12,5 | 174,6±6,3 | 0,01900 | 314 |
| 12 | Лаборатория ядерных и изотопных методов анализа ВИМС МГ СССР | В.И. Малышев, А.И. Пантелеев | ФП | 7,541±0,029 | ОМ | 2,4; 22,8 | 173,6±4,5 | 0,01887 | 312 |
| 13 | Лаборатория абсолютного возраста Института физики Даг. фил. АН СССР | А.С. Батырмурзаев | ФП | 7,576±0,133 (среднее значение из четырех измерений) | ВА | 7,2; 7,6 | 168,4±1,8 | 0,01823 | 302 |
| 14 | Лаборатория абсолютного возраста Ин-та геологии АН ТаджССР | Л.И. Агеева | ФП | 7,599±0,029 | А-38 | 10,4; 22,1 | 167,8±1,2 | 0,01809 | 300 |
| 15 | Лаборатория абсолютного возраста Центральной лаборатории Западно-Сибирского геологического управления | В.М. Кисенко | ФП | 7,621±0,044 | ОМ | 9,3; 14,5 | 174,2±3,4 | 0,01874 | 310 |

Таблица 5 (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|----|---|--|-----|--|------|---------------|-------------------------------|---------|-----|
| 16 | Лаборатория абсолютного возраста геологических формаций Ин-та геологии Як. фил. СО АН СССР | Н.И. Ненашев | ФП | 7,646±0,09 | ОМ | 25,3; 44,3 | 164,2±3,1 | 0,01761 | 292 |
| 17 | Лаборатория абсолютного возраста геологических формаций ИГЕМ АН СССР | Л.Л. Шанин, М.М. Аракелянц | ФП | 7,646±0,046 | А-38 | 13,2; 20,1 | 168,8±1,1 | 0,01809 | 300 |
| 18 | Лаборатория абсолютного возраста Центральной лаборатории Восточно-Казакстанского геологического управления | Я.С. Волков | ФП | 7,652±0,047 | ОМ | 5,6; 58,5 | 159,8±2,9 (пять измерений) | 0,01712 | 285 |
| 19 | Лаборатория геохимии изотопов Каз.ИМСа | Б.М. Найденов | АА | 7,658±0,047 | ОМ | 7,3; 53,6 | 173,5±5,1 (пять измерений) | 0,01857 | 307 |
| 20 | Радиологическая лаборатория МЭГЭИ МГ УзССР | Е. Головин, А. Принцев | ФП | 7,707±0,07 | ОМ | 7,7; 8,6 | 178,8±1,4 | 0,01902 | 314 |
| 21 | Лаборатория геохронологии Геологического ин-та Кольск. фил. АН СССР | К.К. Жиров, Н.А. Ульяненко, М.П. Кравченко, М.М. Фугзан | ФП | 7,714±0,039 | ОМ | 17,9; 29,6 | 181,1±3,7 | 0,01924 | 317 |
| 22 | Лаборатория аналитической химии Ин-та геологии Коми филиала АН СССР | М.В. Фишман | ФП | 7,728±0,062 | А-38 | 14,3 53,7 | 168,0±0,5 | 0,01782 | 296 |
| 23 | Отдел изотопных методов исследования ВСЕГЕИ МГ СССР | Н.И. Полевая, Л.К. Левский | ФП | 7,744±0,033 | А-38 | 10,1; 25,1 | 171,2±1,1 | 0,01812 | 300 |
| 24 | Лаборатория радиогеологии Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР | А.А. Краснобаев | ФП | 7,746±0,02 (среднее значение из десяти измерений) | ОМ | 5,3; 13,3 | 177,6±1,5 (пять измерений) | 0,01879 | 310 |
| 25 | Лаборатория физических методов анализа и абсолютного возраста горных пород Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР | С.С. Сардаров | ФП | 7,823±9,024 | ВА | 2,0; 2,6 | 166,9±1,4 | 0,01749 | 291 |
| 26 | ИГГД АН СССР | Э.К. Герлинг | ФП | 7,836±0,130 | А-38 | 4,9; 22,3 | 170,2±1,2 | 0,01781 | 296 |
| | | | | | ОМ | 10,2; 22,3 | 163,2±3,8 | 0,01707 | 284 |
| 27 | Радиевый институт АН СССР | Л.В. Комлев | ПМ | 7,914±0,059 | ОМ | 3,9; 6,8 | 168,2±4,2 | 0,01743 | 290 |
| 28 | Лаборатория экспедиции № 11 "Аэрогеология" | В.М. Комарова | ПМ | 7,916±0,016 | ОМ | 5,0; 43,1 | 184,0±8,0 | 0,01905 | 314 |
| 29 | Лаборатория абсолютного возраста ИГН АН КазССР | А.И. Иванов | ПМ | 7,946±0,07 | ОМ | 5,0; 38,1 | 181,2±1,2 | 0,01870 | 309 |
| 30 | Лаборатория изотопных методов ИМГРЭ | С.Н. Вороновский | ФП | 7,950±0,05 | ВА | 15,0; 24,2 | 165,0±2,3 | 0,01701 | 283 |
| 31 | Радиевый институт | А.Я. Крылов | ДПА | 7,972±0,028 | ОМ | 5,0; 6,8 | 168,4±0,8 | 0,01732 | 288 |
| 32 | Проблемная геохимическая лаборатория ЛГУ | Г.Х. Чеджемов | ФП | 7,974±0,020 | ВА | 12,3; 15,3 | 163,1±2,2 | 0,01677 | 279 |
| 33 | Лаборатория абсолютного возраста СНИИГТИМСа | Н.Н. Амшинский, В.Н. Меленевский | ФП | 8,027±0,015 | ВА | 21,6; 38,5 | 159,9±2,2 | 0,01633 | 273 |

Примечание. 1. Методы анализа калия: ФП - фотометрия пламени, АА - атомно-абсорбционный метод, ПМ - перхлоратный метод, ДПА - дипикриламидный метод. 2. Методы анализа аргона: ОМ - объемный метод, ВА - изотопное разбавление воздушным аргоном, А-38 - изотопное разбавление моноизотопом Ar³⁸. 3. Среднеквадратичные отклонения вычислены в лабораториях. 4. В расчетах использованы следующие константы распада: $\lambda_k = 0,0557 \times 10^{-9}$ лет⁻¹ и $\lambda_p = 0,472 \times 10^{-9}$ лет⁻¹.

данные анализов проб "биотит-70А", присланные лабораториями треста Киевгеология (руководитель Е.Т.Довгошей) и СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (руководитель И.А.Загрузина), кафедрой геохимии и геофизики Ростовского государственного университета (руководитель Г.В.Войткевич), а также лабораторией геохимии изотопов (руководитель Г.С.Плюснин) Института геохимии СО АН СССР, поскольку применяемые в этих лабораториях приемы проведения анализа не отвечают требованиям, соблюдаемым при аналитической работе других лабораторий.

Содержание калия в 32 лабораториях определяли методом пламенной фотометрии. Наименьшее значение (7,326%) получено в лаборатории ИГН АН АрмССР, а наибольшее значение (8,027%) - в лаборатории СНИИГГИМСа. Для удобства проведения математического анализа цифровой материал в табл.5 расположен по содержанию калия в возрастающем порядке. Атомно-абсорбционным методом калий измерен в лабораториях КазИМСа (7,658%).

Перхлоратным и дипикриламиновым методами калий определен в четырех лабораториях (табл. 5). Размах варьирования 0,058%. Размах варьирования полного вариационного ряда средних лабораторных данных содержания калия равен 0,701%. В табл.5 указаны методы анализа калия и аргона и приведены минимальное и максимальное содержания воздушного аргона.

Объемным методом аргон был измерен в 25 лабораториях. Методом изотопного разбавления (используя в качестве трасера воздушный аргон) содержание аргона определили в 7 лабораториях (меньшее - 167,8 нг/г и большее - 174,8 нг/г). Такой разброс в содержании калия и аргона, естественно, сказался на цифрах возраста и предопределил размах варьирования.

Расход материала на анализ аргона методом изотопного разбавления (на один опыт) колеблется от 0,10 до 4,0 г, а объемным методом - от 0,80 до 15,0 г. На анализ калия перхлоратным и дипикриламиновым методами требуется от 0,20 до 0,50 г биотита, а другими методами - от 0,020 до 0,50 г. Расход материала в количестве ~0,5 г для определения калия методом фотометрии пламени отмечен в четырех лабораториях.

В двух лабораториях (ИГГД АН СССР и ИГН АН АрмССР) содержание аргона определяли как объемным методом, так и методом изотопного разбав-

Таблица 6

Результаты расчета данных анализа пробы "биотит-70А" (калий-аргоновый метод)

| Параметр | К, % | Ar ⁴⁰ _{рад} нг/г | Возраст, млн.лет |
|--|-------------|---|---------------------|
| Среднее значение, \bar{x} | 7,669 | 169,8 | 301,0 |
| Число лабораторных серий, m | 32 | 35 | 35 |
| Общее число анализов, n | 194 | 143 | 35 |
| Медиана, \tilde{x}_e | 7,649 | 168,8 | 303,6 |
| Мода, \tilde{x}_0 | 7,625 | 170,6 | 305,8 |
| Доверительные пределы, $\pm \Delta_{\alpha p} = 0,95$ | 0,071 | 2,1 | 5,0 |
| Межлабораторная ошибка S мл | 0,196 | 6,0 | 13,0 |
| Коэффициент вариации S , мл νS , % | 2,6 | 3,5 | 4,3 |
| Ошибка воспроизводимости S_b | 0,058 | 3,2 | 6,1 |
| Коэффициент вариации S_b νS_b , % | 0,75 | 1,9 | 2,0 |
| Ошибка сопоставимости S_c | 0,483 | 12,4 | 29,0 |
| Коэффициент вариации S_c νS_c , % | 6,3 | 7,3 | 9,7 |
| Область разброса $p = 0,997$ | 7,541+7,797 | 166,0+173,6 | 293,0 309,0 |

Таблица 7

Распределение средних лабораторных значений

| К | | Ar | | Возраст | |
|----------------|---|-------------------|---|----------------------|---|
| Интервал, % | Число средних лабора- торных значений | Интервал, нг/г | Число средних лабора- торных значений | Интервал, млн.лет | Число средних лабора- торных значений |
| 7,250-7,500 | 8 | 153,4-161,0 | 4 | 270-285 | 4 |
| 7,500-7,750 | 15 | 161,0-168,6 | 11 | 285-300 | 9 |
| 7,750-8,000 | 8 | 168,6-176,2 | 15 | 300-315 | 19 |
| 8,000-8,250 | 1 | 176,2-183,8 | 4 | 315-330 | 3 |
| | | 183,8-191,4 | 1 | | |

ления, а потому возрастные значения рассчитаны по данным двух методов отдельно.

Все принятые к расчету данные по содержанию калия и аргона были подвергнуты простому дисперсионному анализу, а возрастные значения - обычной математической обработке. Рассчитанные таким способом величины сведены в табл. 6. Подсчеты показывают, что для цифр возраста имеет место отрицательная асимметрия (приблизительно равна $-0,40$), для значений содержания аргона - также отрицательная асимметрия (около $-0,13$), а для калия - положительная асимметрия (приблизительно $+0,22$).

Между модами, медианами и средними значениями (табл. 6) при доверительной вероятности $0,95$ не отмечается значимого различия. Однако сравнение дисперсий сопоставимости и воспроизводимости указывает на значимое различие между ними и, следовательно, цифровой материал следует считать неоднородным. Все же это не дает право отказываться от обработки данных дисперсионным способом анализа, поскольку величина лабораторной ошибки воспроизводимости только характеризует ошибку метода, но не определяет окончательное ее значение.

Результаты математической обработки указывают, что, во-первых, в какой-то мере анализируемый материал неоднороден и, во-вторых, в некоторых лабораториях имеет место систематическая ошибка либо при измерении калия, либо при определении аргона. Однако степень неоднородности материала значительно меньше сказывается на разброс данных, чем систематические ошибки аналитических методов.

Из числа принятых значений содержания калия в области разброса (доверительная вероятность $0,997$) попадает 13 результатов, из аргоновых определений - 19 результатов и из возрастных значений - 12 цифр.

В области разброса аргоновых определений оказались результаты определений шести лабораторий (85,7%) из семи, анализирующих методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа аргона 38 ; результаты исследований только трех лабораторий (50,0% из шести лабораторий), использующих воздушный аргон как трасер, и данные 11 лабораторий (50,0% из 22 лабораторий), в которых измерение содержания аргона проводят объемным методом. Нельзя считать случайным то, что в области разброса аргоновых данных оказались почти все результаты, полученные методом разбавления моноизотопом аргона-38 (85,7%). Не является случайным также одинаковое 50%-ное попадание значений в область разброса аргоновых данных, измеренных объемным методом и методом разбавления воздушным аргоном (табл. 7).

При разбивке на интервалы использованы значения областей разброса калиевых, аргоновых и возрастных данных. Характер всех трех рядов распределений близкий к нормальному распределению.

Представляется интересным сравнить цифры возраста биотита Бохтинского массива Центрального Казахстана, полученные в разное время и разными лабораториями [4]. Все имеющиеся средние межлабораторные значения показаны в табл. 8. Среднее арифметическое значение по четырем результатам - 298,5 млн.лет.

Таблица 8

Вычисленные цифры возраста для биотита Бохтинского массива*

| Время выполнения анализа | Калий-аргоновый метод | | Рубидий-стронциевый метод | |
|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|---------------------------|------------------------------------|
| | Число определений | Среднее значение возраста, млн.лет | Число определений | Среднее значение возраста, млн.лет |
| 1968-1969 гг. | 6 | 300 | 3 | 292 |
| 1971-1973 гг. (настоящая работа) | 35 | 301 | 3 | 301 |

Средневзвешенное значение с учетом числа определений равно 300,3 млн.лет. Все средние возрастные значения хорошо между собой согласуются.

В настоящее время можно провести сравнение среднеквадратичных отклонений результатов анализа трех проб калий-аргоновым методом - "мусковит-р-207" [5], "эффузив-1/65" [1] и "биотит-70А". Эти пробы проанализированы большим числом лабораторий, а потому результаты их анализов представляют большой интерес для геохронологии. В табл. 9 представлены данные анализов этих проб и вычисленные возрастные значения, а также вариационные коэффициенты.

Как видно из табл. 9, среднеквадратичные относительные отклонения для трех параметров пробы "биотит-70А" приблизительно в два раза больше таковых же для пробы "мусковит р-207", хотя в целом имеет тот же порядок - целые проценты.

Подобные сравнения можно провести и для рубидий-стронциевого метода по результатам анализов четырех проб, выполненных лабораториями Советского Союза и зарубежными. Коэффициенты вариации и средние значения для четырех проб представлены в табл. 10.

Представленные данные (табл. 10 и 11) указывают, что по вариационным коэффициентам уровень техники эксперимента при анализе рубидия и стронция за период последних пяти-семи лет практически остается неизменным, хотя требования к геохронологическим результатам повысились.

Особо следует рассмотреть возрастные данные для пробы "микроклин-71" (пегматитовая жила Черная Салма Северной Карелии). Ранее были получены цифры возраста по разным минералам в пределах от 1764 млн.лет (биотит, Rb-Sr метод) до 1802 млн.лет (биотит K-Ar метод). В настоящее время для микроклина вычислено среднее значение по данным пяти лабораторий, равное 1832 млн.лет. Все значения, вычисленные и ранее опубликованные, хорошо согласуются, а среднее арифметическое из них равно 1796 ± 19 млн.лет.

Анализы эталонных и сверочных проб позволяют охарактеризовать уровень техники эксперимента и определить ошибку сопоставимости радиологических методов, а тем самым правильно выбрать наиболее надежный физико-химический метод анализа и повысить его точность.

Результаты анализов проб разными методами указывают, что в диапазоне 300-1800 млн.лет рекомендованные комиссией константы распада K^{40} и

Таблица 9

Сопоставление данных анализов трех проб калий-аргоновым методом

| Проба | К | | | Ar | | | Возраст | | |
|------------------|----------------|---------------------------------------|------------------------------|----------------|--|------------------------------|-------------------|---|------------------------------|
| | Число анализов | Среднее межлабораторное содержание, % | Коэффициент вариации, отн. % | Число анализов | Среднее межлабораторное содержание Ar ⁴⁰ , нг/г | Коэффициент вариации, отн. % | Число определений | Среднее межлабораторное значение возраста, млн. лет | Коэффициент вариации, отн. % |
| "Биотит-70А" | 194 | 7,669 | 2,58 | 143 | 169,8 | 3,65 | 35 | 301,0 | 4,38 |
| "Эфузив-1/65" | 142 | 4,013 | 2,07 | 227 | 79,27 | 3,40 | 20 | 272,0 | 3,53 |
| "Мусковит-р-207" | 118 | 8,55 | 1,26 | 64 | 50,4 | 1,90 | 16 | 81,0 | 2,59 |

Таблица 10

Результаты анализов четырех проб рубидий-стронциевым методом

| Проба | Rb | | | Sr | | | Возраст | | |
|----------------------|----------------|---|------------------------------|----------------|---|------------------------------|-------------------|----------------------------|------------------------------|
| | Число анализов | Среднее содержание Rb ⁸⁷ , мкг/г | Коэффициент вариации, отн. % | Число анализов | Среднее содержание Sr ⁸⁷ _{рад} , нг/г | Коэффициент вариации, отн. % | Число определений | Среднее значение, млн. лет | Коэффициент вариации, отн. % |
| "Микроклин-71" | 14 | 125,4 | 2,62 | 16 | 3224 | 4,02 | 4 | 1826 | 2,34 |
| "Биотит-70" | 13 | 888,9 | 2,87 | 13 | 3730 | 3,75 | 3 | 301,2 | 1,74 |
| "Амазонит-65" | 25 | 307,8 | 2,56 | 20 | 1739 | 0,94 | 5 | 409,2 | 3,18 |
| "Мусковит-26* р-207" | 26* | 2,70·10 ⁻⁶ | 4,53 | 30* | 3,21·10 ⁻⁹ | 4,34 | 9 | 88,0 | 3,41 |

*Содержание выражено в моль/г. В табл. 11 даны величины $Sr_{\text{рад}}^{87}/Sr^{87}$, полученные в разных лабораториях при анализе четырех проб.

Таблица 11

Вариации $Sr_{\text{рад}}^{87}/Sr^{87}$ при анализе разных проб*

| Лаборатория | "Микроклин-71" | "Биотит-70" | "Амазонит-65" |
|-----------------------------|----------------|-------------|---------------|
| ИГЕМ АН СССР | 0,2889 | 0,9163 | 0,8367 |
| ИГН АН АрмССР | 0,2831 | 0,8894 | 0,8172 |
| ВСЕГЕИ МГ СССР | 0,2902 | - | 0,8417 |
| ИГФМ АН УССР | 0,2544 | 0,8451 | 0,5104 |
| ИГТД АН СССР | - | - | 0,8576 |
| Бельгия, лаборатория Дейтча | 0,2882 | - | - |

*"Мусковит-р-207" - 0,2717-0,3601 (данные девяти зарубежных лабораторий).

Rb⁸⁷ являются на сегодняшний день наиболее достоверными и что для устойчивых регионов возрастные данные U - Pb и Rb-Sr методов хорошо согласуются между собой, а также с данными K - Ar метода, полученными по биотиту и мусковиту.

Вычисленные стандартные отклонения и величины размаха варьирования для разных компонентов (калия, аргона, рубидия и стронция) показывают, что в основном их значения определяются величиной межлабораторной ошибки, превосходящей ошибку воспроизводимости в два-три раза. Для уменьшения межлабораторной ошибки необходимо регулярно проводить анализы сверочных и эталонных проб, а также совершенствовать методики физических и химических анализов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Итоги сверки эталонной пробы № 1/65 в геохронологических лабораториях СССР. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
2. Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. О результатах измерения сверочной пробы "монацит-68". - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.
3. Афанасьев Г.Д., Кожина Т.К., Старик И.Е. Результаты определения аргоновым методом возраста эталонных проб мусковита, биотита и микроклина. - В кн.: XXI сессия Международного геологического конгресса. Доклады советских геологов. Изд-во АН СССР, 1960.
4. Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Багдасарян Г.П., Горохов И.М., Гукасян Р.Х., Зыков С.И., Рубинштейн М.М. Результаты анализов эталонных геохронологических проб. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
5. Afanass'yev G.D. and oth. Summarized analyses of standarts. - *Eclogae geol.*; 1970, Nev vol., 65/1.
6. Lanphere M.A., Dalrymple G.B. K-Ar and Rb-Sr measurements on P-207, the USGS inter Laboratory Standart muscovite. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1967, 31.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ СССР

В богатой и разнообразной металлогении докембрия СССР наряду с известными крупнейшими железорудными месторождениями заметное место принадлежит редкометальным месторождениям различных генетических типов и с различными сочетаниями промышленных металлов.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Одной из важных и интересных не только в теоретическом, но и в практическом отношении проблем является проблема геохронологии редкометальных пегматитов. Пегматитовые месторождения образовывались на всем протяжении геологического времени от глубокого докембрия до мезозоя. На о-ве Эльба и в Японии известны пегматиты даже кайнозойского возраста, содержащие небольшие запасы лития. Однако наиболее важными в практическом смысле представляются пегматиты докембрия, в которых, по данным Н.А.Солодова [5], сосредоточено от 73 до 92% зарубежных запасов редких щелочных металлов ниобия, тантала, бериллия (рис. 1).

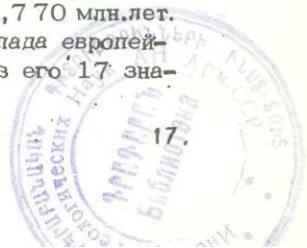
1802
Среди докембрийских редкометальных пегматитов страны выделяются образования по крайней мере двух этапов. Наиболее древний возраст имеют пегматиты Вороньей Тундры Кольского полуострова. Здесь, по данным 19 определений, мусковит и лепидолит большой группы пегматитовых жил обнаруживают возраст, колеблющийся от 2,320 до 2,890 млн.лет; в среднем он равен 2,600±117 млн.лет (табл. 1). Гнейсы и граниты, вмещающие эти пегматитовые поля, как показывают пока еще немногочисленные данные (11 определений, табл.2), оказываются весьма разновозрастными. Среди преобладающих наиболее молодых гранитов и гнейсо-гранитов, возраст которых, определенный по биотиту и мусковиту, колеблется в пределах 1,800-2,264 млн.лет, обнаруживаются гнейсы, биотит которых имеет возраст 2,620 - 2,962 млн.лет, близкий возрасту пегматитов и турмалинового гранита (рис. 2, табл. 2, проба Н-366/70). Биотит из плаггиогранита в районе горы Охмыльк дал весьма высокую цифру возраста - 3,750 ± 100 млн.лет. Данные этого единичного определения будут еще проверены.

Одновозрастными с описанными пегматитами оказались аналогичные пегматитовые поля Южной Якутии, мусковит из жил которых имеет тот же древний возраст, равный 2,600 млн.лет (табл. 3).

Близок к 2 млрд.лет возраст пегматитовых полей Украины (см. табл. 3). Мусковит из пегматитовых жил здесь так же, как и биотит окаймляющих их слюдитов, обнаруживает возраст от 1,940 до 2,132 млн.лет. Амфибол из контактового слюдита дал более высокую цифру возраста: 2,716 млн. лет. Это определение единично и требует проверки.

Другая группа пегматитовых полей Кольского полуострова - Полмостундры, Колмозера - обнаруживает меньший по сравнению с пегматитами Вороньей Тундры абсолютный возраст и относится в основном, вероятно, к следующему, более молодому этапу редкометального пегматитообразования: только одна из пяти проб мусковита (табл. 4) показала значение возраста, равное 2,320 млн.лет; остальные пробы показывают более низкие цифры: в пределах 1,853-1,970 млн.лет, в среднем - 1,900 млн.лет. Значительны колебания возраста вмещающих их гранитов и гнейсо-гранитов: по четырем определениям по биотиту и мусковиту значения возраста колеблются от 1,800 до 2,770 млн.лет.

Весьма близкий возраст обнаруживают пегматиты северо-запада европейской части СССР и Восточной Сибири - табл. 4, 5. Среднее из его 17 зна-



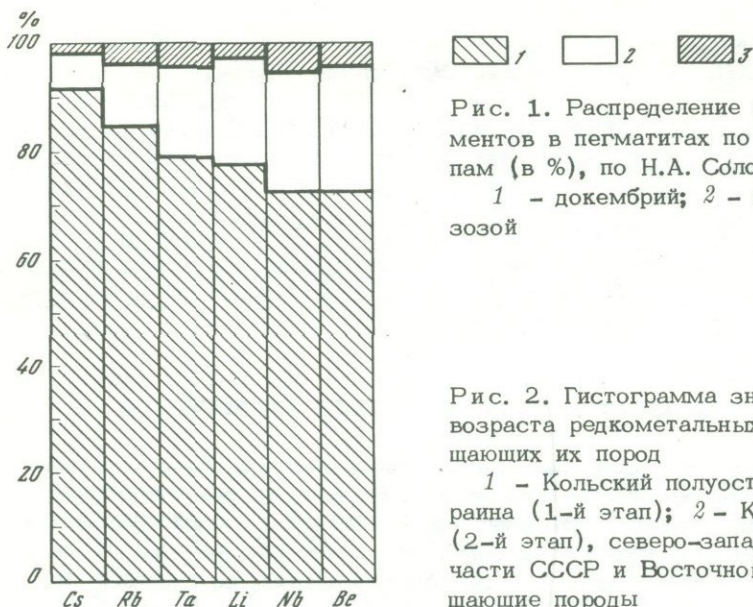
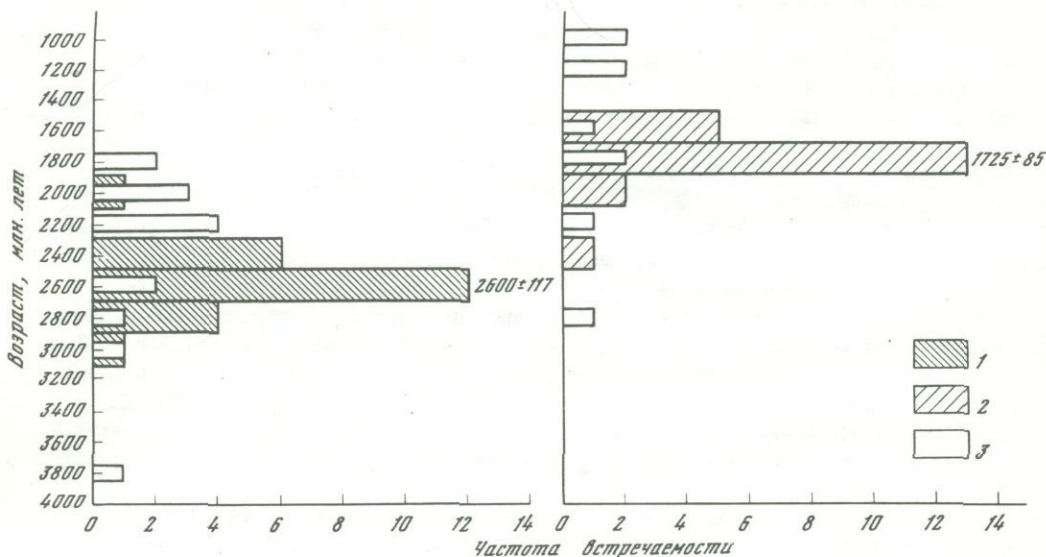


Рис. 1. Распределение запасов редких элементов в пегматитах по геологическим этапам (в %), по Н.А. Солодову (1963)

1 - докембрий; 2 - палеозой; 3 - мезозой

Рис. 2. Гистограмма значений абсолютного возраста редкометалльных пегматитов и вмещающих их пород

1 - Кольский полуостров, Якутия и Украина (1-й этап); 2 - Кольский полуостров (2-й этап), северо-запад Европейской части СССР и Восточной Сибири; 3 - вмещающие породы



чений, среди которых 14 определений сделано по мусковиту, 2 - по биотиту, и 1 - по лепидолиту, лежит для этих районов в пределах 1,730-1,763 млн. лет; причем резко различающиеся по минеральным ассоциациям и условиям залегания редкометалльные и безрудные пегматиты одного из месторождений оказываются очень близкими по времени образования.

В этой возрастной группе пегматитовых месторождений (см. рис. 2) так же, как и в ранее охарактеризованной, наиболее древней, обращает на себя внимание значительно более молодой по сравнению с пегматитовыми жилами возраст вмещающих пород, отобранных в непосредственной близости от пегматитовых жил. Так, на одном из месторождений, возраст вмещающих биотит-амфиболовых сланцев, определенный по четырем пробам биотита, оказался в полтора раза меньшим по сравнению с возрастом самих пегматитовых жил. Средние значения равны соответственно $1,130 \pm 65$ и 1672 ± 80 млн. лет. Среди экзоконтактовых изменений пород на этом месторождении наиболее ярко проявлен процесс биотитизации; причем количество ново-

Таблица 1

Калий-аргоновый возраст редкоментальных пегматитов Вороньей Тундры (Кольский полуостров)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------------------------------|------------------------------------|------|--|-------------------|
| 5 сол | Мусковит, Васин-Мыльк, жила 18 | 6,88 | 1,410 | 2550±65 |
| 1 ка | Мусковит, Васин-Мыльк, канава 327 | 7,06 | 1,440 | 2565±60 |
| 2 сол | Лепидолит, Охмыльк, жила 6 | 6,60 | 1,390 | 2585±60 |
| 3 ка | Мусковит, Охмыльк, жила 4 | 7,81 | 1,520 | 2481±70 |
| 2 ка | Лепидолит, Охмыльк, жила 2а | 8,00 | 1,647 | 2560±55 |
| 2 ека | То же | 7,85 | 1,557 | 2545±50 |
| 1 сол | Мусковит, Охмыльк, жила 2 | 7,82 | 1,510 | 2770±80 |
| 10 дка | Мусковит, жила 42 | 7,97 | 1,500 | 2435±70 |
| 11 нка | Мусковит, Мутайок, жила 13 | 7,60 | 1,680 | 2660±70 |
| 508 сол | То же | 6,69 | 1,440 | 2620±60 |
| 214/8 сол | Мусковит, хребет Олений, жила 15 | 6,99 | 1,810 | 2890±75 |
| 9 жка | То же | 7,54 | 1,440 | 2455±80 |
| 210 сол | Мусковит, гора Пеллапахк, жила 117 | 6,61 | 1,720 | 2900±75 |
| 5 ка | Лепидолит, Охмыльк, жила 6 | 7,29 | 1,783 | 2690±70 |
| 5 бка | То же, отвалы штольни 75 | 7,63 | 1,302 | 2318±75 |
| 6 бка | Лепидолит, жила 19 | 7,61 | 1,630 | 2617±70 |
| 6 вка | Мусковит, жила 19 | 6,96 | 1,385 | 2512±50 |
| 6 лка | То же | 7,92 | 1,540 | 2480±60 |
| 217 бсол | Мусковит, гора Плоская, жила 32 | 6,39 | 1,530 | 2770±70 |
| Среднее из 19 определений | | | | 2600±117 |

Таблица 2

Калий-аргоновый возраст гнейсов и гранитов Вороньей Тундры (Кольский полуостров)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------|--|------|--|-------------------|
| 207 сол | Биотит из плагиогранита, в 1 км к юго-западу от горы Охмыльк | 7,28 | 3,260 | 3750±100 |
| 231 сол | Биотит из гнейсо-гранита, Мутайок | 6,54 | 1,085 | 2264±70 |
| 209 сол | Мусковит (с биотитом) из гранита, в 1,6 км к юго-западу от горы Пеллапахк | 7,91 | 1,215 | 2164±70 |
| 219 сол | Биотит из гнейсо-гранита, в 0,5 км к северо-востоку от горы Озерной | 7,22 | 1,070 | 2117±60 |
| 502 сол | Мусковит из гранита, в 2 км к юго-западу от горы Охмыльк | 7,94 | 1,090 | 2020±40 |
| 270 сол | Биотит из гнейсовидного гранита, в 2 км к юго-востоку от горы Васин-Мыльк | 7,22 | 0,822 | 1800±70 |
| Н-344/70 | Биотит из биотитового гнейса кольско-беломорской серии | 7,29 | 1,980 | 2962±55 |
| Н-393/70 | Биотит из биотитового гнейса - продукта гранитизации червуртской свиты | 7,32 | 1,790 | 2804±50 |
| Н-366/70 | Биотит из турмалинового гранита, выход среди амфиболитов полмостундровской свиты | 6,77 | 1,475 | 2633±37 |
| Н-342/70 | Биотит из гранит-биотитового гнейса, тундровая серия ловозерской свиты | 6,89 | 1,490 | 2620±40 |
| Н-368/70 | Биотит из гранитоидов архейской формации, юго-западное обрамление синклиналиной зоны | 7,08 | 0,824 | 1826±33 |

Таблица 3

Калий-аргоновый возраст докембрийских пегматитов северо-востока СССР и Украины

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------|---|-----------------|--|---------------------|
| 183/1 сол | Мусковит, Оломокиит, жила 308, интервал 203-204 м | 7,98 | 1,590 | 2510±90 |
| ТН-37 сол | Мусковит, Оломокиит, участок Лямочи | 7,39 | 1,680 | 2700±100 |
| ТН-35 сол | Мусковит из гранита, Оломокиит, участок Лямочи | Среднее 7,72 | 1,300 | 2605±95 2290±100 |
| 589 | Мусковит из альбитового редкометалльного пегматита, Украина | 7,50 | 1,288 | 2312±120 |
| 2643 | Биотит из гранат-биотитового сланца над пегматитовым телом, скв.24, глубина 153 м | 5,76 | 0,798 | 2036±50 |
| 2642 | То же, скв. 24, глубина 105,5 м | 5,90 | 0,758 | 1940±50 |
| 2645 | Биотит из контактового слюдита (над пегматитовым телом), скв.5, глубина 59 м | 6,48 | 0,871 | 2000±50 |
| 2645а | Амфибол из той же пробы | 0,495 | 0,114 | 2716±85 |

Таблица 4

Калий-аргоновый возраст пегматитов и вмещающих их гранитоидов 2-й возрастной группы: Кольский полуостров, северо-запад европейской части СССР и Восточная Сибирь

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------|--|-----------|--|-------------------|
| 10 сол | Мусковит, гора Полмос, жила 51 | 7,06 | 1,220 | 2320±75 |
| 11 сол. | Мусковит из альбит-сподуменового пегматита, жила 7 г | 8,18 | 0,977 | 1853±50 |
| 284 сол | Мусковит из безрудного пегматита, Лявозеро, высота 271 | 7,99 | 0,968 | 1873±50 |
| В1401 сол | Мусковит из пегматита, Колмозеро | 7,65 | 0,960 | 1915±50 |
| 511 сол | Мусковит из альбитового пегматита со сподуменом, Митрий-Яков, жила 1-2 | 7,91 | 1,040 | 1970±55 |
| 249 сол. | Биотит из гнейсо-гранита, Митрий-Яков | 7,46 | 1,900 | 2770±80 |
| 244 сол | Биотит из гранита, Митрий-Яков | 7,34 | 1,075 | 2106±50 |
| 244/1 сол | Мусковит, там же | 8,11 | 0,960 | 1846±50 |
| 271 сол | Мусковит из гранита, Западный берег Лявозера | 8,01 | 0,883 | 1763±60 |
| 1068 ка | Мусковит из пегматита, Аллакурти, жила 1 | 7,93 | 0,900 | 1794±45 |
| 161-К-61 ка | То же, Келес-Уайв, жила 15 | 8,02 | 0,973 | 1870±50 |
| 18 бка | Мусковит поздний из пегматита, жила Пертима | 8,77 | 0,980 | 1770±50 |
| 3 лка | Мусковит из пегматита, жила Плотная Ломбина | 8,81 | 0,923 | 1703±50 |
| 4 лка | Биотит, там же | | 0,793 | 1676±50 |
| | | Среднее | | 1763±49 |
| 553 | Мусковит, месторождение Олондо, жила 57, канава 1 | 8,82 | 1,000 | 1793±60 |
| 555 | То же | 8,28 | 0,956 | 1807±50 |
| 554 | Биотит (нечистый) из амфиболита-останца в пегматитовой жиле, месторождение Олондо, жила 57 | 4,48 | 0,429 | 1604±80 |
| | | Среднее - | | 1735±113 |

Таблица 5

Калий-аргоновый возраст редкометалльных пегматитов и вмещающих метаморфических пород

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K. % | Ar ⁴⁰ _{нмм} /г | Возраст, млн. лет |
|---------------|--|------|------------------------------------|-------------------|
| 1782 хв | Мусковит, жила Юбилейная | 7,16 | 0,641 | 1514±50 |
| 77 хв | То же | 7,96 | 0,833 | 1704±65 |
| 31 хв | " | 7,85 | 0,813 | 1691±65 |
| 70/76 чер | Мусковит из пегматита, Центральный участок, канава 735 | 7,47 | 0,838 | 1782±70 |
| Среднее | | | | 1672±80 |
| 21 хв | Биотит из вмещающих биотит-амфиболовых сланцев (Цезиеносных) | 6,46 | 0,345 | 1052±50 |
| 82 хв | То же | 4,86 | 0,268 | 1080±40 |
| 100 хв | " | 6,01 | 0,368 | 1165±40 |
| 120 хв | " | 5,85 | 0,381 | 1225±50 |
| Среднее | | | | 1130±65 |
| ВП-1 хв | Амфибол из вмещающих биотит-амфиболовых сланцев | 0,46 | 0,0367 | 1415±60 |
| B571 | Мусковит из кварц-мусковитовой зоны пегматита с клеветандитом, канава 150 по жиле 15 | 8,16 | 0,879 | 1734±50 |
| B580 | Лепидолит из пегматита, канава 16 по жиле 16 | 7,71 | 0,783 | 1670±40 |
| B584 | Мусковит из безрудного пегматита, канава 137 по жиле 18 | 7,90 | 0,883 | 1780±40 |
| B572 | Мусковит | 7,33 | 0,698 | 1600±50 |
| B569 | Мусковит крупнолистоватый из кварцевой зоны пегматита | 7,16 | 0,865 | 1867±50 |
| Среднее | | | | 1730±104 |

образованного биотита вблизи зальбандов достигает 30-50% от всего объема породы и постепенно уменьшается до 5-10% в 7-10 м от жилы. Установленный здесь массовый вынос из зон пегматитообразования во вмещающие метаморфические породы цезия, рубидия и лития компенсируется накоплением этих редких щелочей в новообразованном биотите, что, вероятно, и вызывает нарушение в нем калий-аргонового отношения. Менее цезиеносный амфибол вмещающих пород показывает менее резкое омоложение: его возраст равен 1,415±±60 млн. лет. Это "загадочное явление", представляющее большой теоретический и методический интерес, в настоящее время исследуется более детально. Сейчас же можно только предположить, что цезий, обладающий весьма большими размерами иона по сравнению с калием, "разрыхляет" решетку слюды и способствует тем самым систематической утечке аргона.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Были произведены определения абсолютного возраста некоторого числа проб амфиболов, слюд и полевых шпатов из ряда грейзеновых и метасоматических образований Восточной Сибири (р. Катугин), Украины, Белоруссии (Микашевичско-Житковичской выступ) и северо-запада европейской части СССР (Северное Приладожье).

Наиболее древними оказались грейзеновые месторождения юга Украины: по трем пробам мусковита возраст их равен 1810-1913 млн. лет (табл. 6, рис. 3).

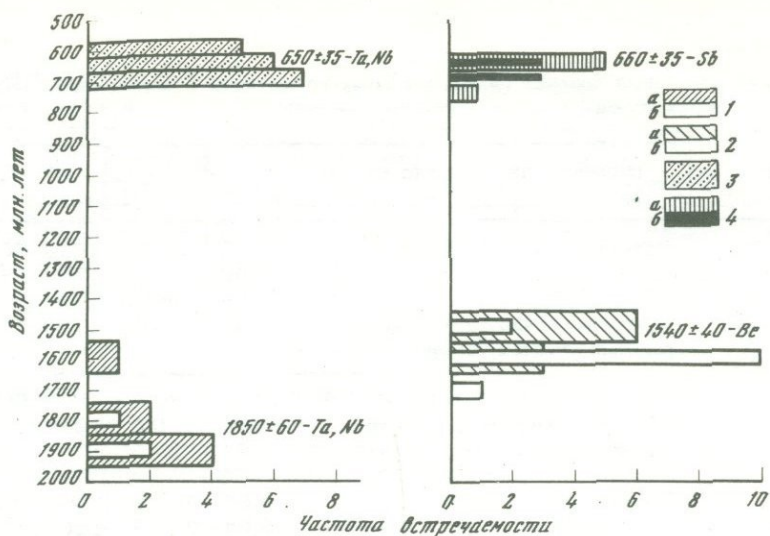


Рис. 3. Гистограмма значений абсолютного возраста редкометальных грейзенов и метасоматитов (а) и вмещающих их пород (б)

1 - Украина и Восточная Сибирь; 2 - северо-запад Европейской части СССР и Белоруссии; 3 - Восточный Саян; 4 - Удерейское месторождение

Таблица 6

Калий-аргоновый возраст руд и вмещающих пород тантало-ниобиевого месторождения Восточной Сибири и грейзенов юга Украины

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------|---|------|---|----------------------|
| B563 | Биотит из двуслюдяного плагиогнейса, вмещающего метасоматитовое тело; скв. 18, глубина 70,0 м | 7,41 | 0,826 | 1775±45 |
| B563м | Мусковит из той же пробы | 8,16 | 0,993 | 1880±50 |
| B563 | Биотит из свежего амфибол-биотитового гнейса; скв. 33, глубина 320 м | 7,36 | 0,877 | 1851±60 |
| B562 | Амфибол из амфибол-полевошпатового метасоматита (руда); скв. 22, глубина 145 м | 1,27 | 0,163 | 1945±50 |
| B560 | Рибекит из поздних скоплений; безрудные жилы в рудном метасоматите, канава 8 | 1,28 | 0,161 | 1815±50 |
| B558 | Амфибол из плагиоклаз-амфиболового метасоматита (руда), канава 8 | 1,17 | 0,142 | 1873±50 |
| B559 | Биотит из плагиоклаз-амфиболового метасоматита (руда), канава 8 | 6,82 | 0,621 | 1550±55 |
| 503 | Мусковит из грейзена, Каменная Могила | 9,00 | 1,129 | 1913±90 |
| 117а | То же, канава 5 | 8,19 | 0,940 | 1810±60 |
| 118 | " канава 42 | 8,06 | 0,942 | 1832±75 |

Таблица 7

Абсолютный возраст редкометалльных метасоматитов Белоруссии (Микашевичско-Житковичский выступ)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ _{нмм³/г} | Возраст, млн.лет |
|-------------|---|------|---|----------------------|
| 23462 | Амфибол из мелкозернистого амфибол-альбитового метасоматита с редкометальной минерализацией. Метасоматическая зона в дайке диабаз, скв. 0253, глубина 94,65 м | 0,83 | 0,073 | 1514 _± 32 |
| 24483 | То же, скв. 0283, глубина 152,2 м | 1,01 | 0,0883 | 1505 _± 41 |
| 25064 | Биотит из мелкозернистого биотит-альбитового метасоматита по дайке диабаз; скв. 0320, глубина 49,3 м | 7,32 | 0,648 | 1520 _± 34 |
| 24030 | То же, скв. 6281, глубина 43,1 м | 7,25 | 0,618 | 1480 _± 40 |
| | | | Среднее | 1505 _± 17 |
| 26056 | Тайниолит из метасоматита, скв. 0415, глубина 122 м | 6,75 | 0,631 | 1578 _± 60 |
| 1147/0169 | Биотит из измененного гранито-гнейса, скв. 0169, глубина 90 м | 5,91 | 0,595 | 1659 _± 59 |
| 1015/015 | Биотит из слабо измененного гранито-гнейса, скв. 015, глубина 226 м | 5,98 | 0,557 | 1577 _± 60 |
| 1273/035 | Амфибол из диорито-гнейса, скв. 035 | 0,60 | 0,0580 | 1613 _± 50 |
| | | | Среднее | 1616 _± 60 |

Крупное тело редкометалльных метасоматитов р. Катугин располагается среди гнейсов, возраст которых по биотиту и мусковиту находится в пределах 1775-1880 млн.лет (см. табл. 6). Биотит рудных метасоматитов обнаруживает возраст, заметно меньший возраста этих гнейсовых слюд, равный 1550 млн.лет. В то же время щелочные амфиболы не только из плагиоклаз-амфиболовых метасоматитов, но и из безрудных жил, секущих эти метасоматиты, имеют значение возраста в пределах 1873-1945 млн.лет, т.е. они заметно древнее не только биотита из руды, но и слюд из вмещающих гнейсов. Противоречия здесь нет, так как процесс формирования природных тел, подобных описываемому массиву, весьма длителен, должен продолжаться десятки миллионов лет, и отдельные минералы могут свидетельствовать о времени проявления разных этапов этого процесса.

Для каких-либо серьезных выводов о времени образования месторождения, длительности этого процесса и его этапах приведенных данных, конечно, недостаточно. Тем более что полученные ранее А.И. Тугариновым и В.В. Архангельской результаты определений и калий-аргоновым, и урано-свинцовым методами дают также разброс цифр возраста от 1650 до 2150 млн.лет [1]. Если отбросить заведомо отклоняющиеся данные, то оказывается, что значения возраста, полученные разными методами для всех амфиболов, гадолинита и пироклора, колеблются не только в пределах возможного времени становле-

ния массива, но и просто в пределах допустимой ошибки методов: от 1850 до 1980 млн.лет, составляя в среднем 1908 ± 41 млн.лет.

Вторую возрастную группу образуют грейзены северо-западного района европейской части СССР [4] и метасоматиты Белоруссии. Мусковит, флогопит и плагиоклаз из грейзенов Северного Приладожья имеют возраст $1495-1570$ млн.лет - в среднем - 1543 ± 33 млн.лет. Он близок к возрасту вмещающих гнейсо-гранитов (1588 ± 20 млн.лет) и гранитов-рапакиви (1550 ± 33 млн.лет).

Амфибол и биотит из метасоматитов Белоруссии показывают возраст, равный 1505 ± 17 млн.лет (табл. 7). Несколько выше (1578 ± 60 млн.лет) оказывается возраст магнезиально-литиевой слюды - тайниолита. Вмещающие гранито-гнейсы и диорит-гнейсы по амфиболу и биотиту показывают возраст, равный в среднем 1616 ± 60 млн.лет.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

К позднему докембрию, для которого процессы рудообразования не характерны, относятся карбонатитовые месторождения Восточного Саяна и Удерейское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже.

По существующим представлениям карбонатитовые массивы Восточного Саяна образовались в среднем палеозое [7], хотя прямые геологические факты, подтверждающие эту точку зрения, отсутствуют. Серия определений абсолютного возраста биотита и флогопита месторождения Белая Зима, взятых из различных пород и парагенетических ассоциаций карбонатитового комплекса, достаточно представительно и устойчиво свидетельствует о позднекембрийском времени его образования (табл. 8). Цифры возраста в отдельных пробах колеблются от 587 до 707 млн. лет при среднем значении, равном 652 ± 35 млн. лет, что отвечает верхам рифея (синия). Единственная пока проба флогопита из карбонатита месторождения Средняя Зима дает цифру 695 млн. лет, укладывающуюся в интервал значений, полученных для Белой Зимы.

По только что опубликованным данным В.А. Кононовой и других [2], в лаборатории ИГЕМ АН СССР для карбонатитов Восточно-Саянской провинции получены аналогичные цифры абсолютного возраста (650-700 млн. лет). К тому же верхнерифейскому времени относится образование метасоматитов Удерейского сурьмяного месторождения [4].

Подводя итог сказанному, необходимо отметить, что как для пегматитовых месторождений докембрия, так и для редкометалльных метасоматитов характерно формирование в несколько этапов, довольно четко разграниченных во времени один от другого. Установленные для пегматитовых месторождений две возрастные группы с максимумами 2600 и 1700-1800 млн.лет не только близки возрастам гранитоидов, например Кольского полуострова [3], с которыми эти пегматиты связаны, но и вообще отвечают крупным возрастным эпохам - таким, как, например, выделенные для Восточной части Балтийского щита А.И. Тугариновым [6] и другими геологами геохронологические рубежи, представляющие собою планетарные тектоно-магматические циклы.

Для месторождений метасоматического генезиса выделяются три этапа с максимумами возрастов 1850, 1540 и 650-660 млн.лет и с намечающейся для них некоторой металлогенической специализацией: наиболее древняя группа - с танталом и ниобием, 1,5-миллиардная - с бериллием, позднекембрийские месторождения - с тантал-ниобиевой и сурьмяной минерализацией.

На основании систематического изучения геохронологии редкометалльных пегматитов и других генетических типов месторождений могут быть выделены перспективные редкометалльные провинции среди докембрийских образований СССР. Некоторые провинции и этапы уже определили, по другим идет накопление материала.

Таблица 8

Калий-аргоновый возраст карбонатитовых месторождений Восточного Саяна

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|---------------|---|------|---|--------------------|
| Белая Зима | | | | |
| B595 | Биотит из биотитизированного пироксенита, зона 9, отвалы штольни 2 | 7,16 | 0,210 | 646 _{±30} |
| B606 | То же, из пикритового порфирита, скв. 36 | 7,25 | 0,215 | 657 _{±40} |
| B604 | Флогопит из брекчии пикритового порфирита с обломками карбонатита | 7,29 | 0,237 | 707 _{±30} |
| B605 | То же | 7,30 | 0,228 | 684 _{±25} |
| B607 | Биотит из нефелинового пироксенита (ийолита), скв. 23, глубина 97 м | 7,04 | 0,219 | 684 _{±25} |
| B588 | То же, из нефелинового пироксенита | 6,84 | 0,197 | 640 _{±20} |
| B612 | То же, скв. 650, глубина 139 м | 6,78 | 0,216 | 694 _{±25} |
| B613 | То же, скв. 649, глубина 183,5 м | 7,31 | 0,218 | 657 _{±20} |
| B602 | Флогопит из слюдита по пироксениту | 7,74 | 0,239 | 679 _{±15} |
| B598 | То же, из бурого слюдита | 7,54 | 0,226 | 659 _{±15} |
| B616 | То же, из апатитоносного карбонатита | 7,62 | 0,241 | 690 _{±20} |
| B594 | Биотит из предкарбонатитовой га-стингситовой породы, зона 9, отвалы штольни 2 | 7,04 | 0,193 | 611 _{±25} |
| B593 | То же, из меланократового карбонатита 1-го этапа, зона 9, отвалы штольни 2 | 7,10 | 0,197 | 617 _{±20} |
| B597 | То же, из эгирин-биотитового карбонатита 1-го этапа, там же | 7,13 | 0,195 | 610 _{±20} |
| B599 | Флогопит из амфиболсодержащего карбонатита, зона 9, отвалы штольни 1 | 7,36 | 0,205 | 620 _{±15} |
| B608 | То же, из карбонатита | 7,25 | 0,211 | 644 _{±15} |
| B6006 | То же, из амфиболсодержащего карбонатита с магнетитом, зона 9, отвалы штольни 1 | 6,28 | 0,164 | 587 _{±15} |
| Среднее | | | | 652 _{±35} |
| Средняя Зима | | | | |
| B625 | Флогопит из карбонатита, крупнолистоватый, технологическая проба | 7,37 | 0,235 | 695 _{±20} |

ЛИТЕРАТУРА

1. Апелъцин Ф.Р., Архангельская В.В., Пантелеев А.И., Якушев Л.Н. Последовательность образования метасоматитов гранитоидного состава по данным определения их абсолютного возраста. — Сов. геология, 1973, № 2.
2. Кононова В.А., Шанин Л.Л., Аракелянц М.М. Время формирования щелочных метасоматитов и карбонатитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 5.
3. Кратц К.О., Герлинг Э.К., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Кольцова Т.В. Главные стратиграфические подразделения докембрия Балтийского щита и их изотопный возраст. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов (Тезисы докладов XVIII сессии), М., 1973.
4. Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н. О датировании рудных месторождений. — В кн.: Новые данные по геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении, датирование тектоно-магматических циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр (Тезисы докладов XVIII сессии), М., 1971.
5. Солодов Н.А. Геологический возраст пегматитовых месторождений. — В кн.: Редкие элементы, сырье и экономика, вып. 3. М., 1969.
6. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов (Тезисы докладов XVIII сессии), М., 1973.
7. Фролов А.А. Геолого-структурные особенности массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов Восточного Саяна. — Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 2.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ НЕСООТВЕТСТВИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА, ОПРЕДЕЛЕННОГО α -СВИНЦОВЫМ МЕТОДОМ, ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ВОЗРАСТУ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Общие сведения. При производстве геологосъемочных и тематических работ в Южном Улугау силами Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультете МГУ под научным руководством А.А. Богданова проводились многочисленные определения абсолютного возраста метаморфических пород [1-4]. По древнейшим метаморфическим толщам, представленным бектурганской и аралбайской сериями, геологический возраст которых отвечает нижнему протерозою, определения были выполнены α -свинцовым методом А.А. Краснобаевым по акцессорным цирконам.

Литолого-стратиграфические и петрологические данные свидетельствуют, что сланцы обеих серий являются регионально-метаморфизованными вулканогенно-осадными образованиями [8]. Метаморфизм пород имел зональный характер и происходил в условиях, соответствующих интервалу от самых низов фации зеленых сланцев (хлорит-серицит-альбитовая ассоциация) до низов амфиболитовой фации (гранат-биотит-олигоклазовая ассоциация). Температура при метаморфизме изменялась от 320-400 до 450-500^oС. Давление составляло 6-7 кбар (Н.А. Богатырева, 1971).

По сланцам бектурганской и аралбайской серий получено 11 определений абсолютного возраста (рис. 1). Они характеризуются большим разбросом значений, колеблющихся в пределах 700-2100 млн. лет.

Причины несоответствия этих цифр геологическому возрасту пород заключены в морфологических особенностях циркона и в воздействии на него процессов метаморфизма. Для того чтобы это установить, нами было предпринято детальное изучение акцессорных цирконов, которое сопровождало изучение метаморфизма пород обеих серий. Методика морфологического изучения цирконов включала описание их следующих свойств: формы, габитуса, размеров и удлинения, цвета, особенностей внутреннего строения (зональности, включений, наличия ядер, обрастаний и выростов), трещиноватости, характера поверхности, присутствия каналов растворения, псевдоядер и пр. Концентраты циркона изучали оптическим методом под биноклем и под микроскопом в иммерсионной жидкости с увеличениями в 300-900 раз.



Рис. 1. Значение радиологического возраста цирконов из метаморфических пород бектурганской (Bк) и аралбайской (Ar) серий. Определения производились А.А. Краснобаевым α -свинцовым методом

1 - значения возрастных определений; 2 - номера проб [в пробе 804 отдельно определен возраст реликтовых (804р) и метаморфогенных (804м цирконов]



Рис. 2. Акцессорные цирконы из сланцев бектурганской серии. Увел. 600

1-6 - реликтовые цирконы; 7-9 - ядра реликтовых цирконов в мегаморфогенных; 10-24 - метаморфогенные цирконы

Характеристика цирконов, по которым определяли абсолютный возраст. На основании анализа перечисленных особенностей цирконов выделено их два генетических типа.

Цирконы первого типа - реликтовые, унаследованные от исходных, дометаморфических толщ. Среди них выделяются две разновидности, происходящие из терригенных и вулканогенных пород. Первая разновидность представлена окатан-



14



15



16



17



18



19



20



21



22



23



24

ными зернами красновато-бурой, темно-бурой, лиловой, пурпурной, иногда белой окраски, полупрозрачными и непрозрачными; вторая разновидность - субидиоморфными бесцветными кристаллами с большим количеством включений.

Цирконы второго типа представлены субидиоморфными прозрачными слабо окрашенными в коричневатые, розоватые, желтоватые тона кристаллами, а также оболочками на цирконах первого типа. Включения в них, как правило, немногочисленны. Подобные цирконы образовались, по-видимому, при региональном метаморфизме пород.

Цирконы обоих типов обычно интенсивно трещиноваты, замутнены по трещинам и зональности, часто содержат псевдодря. Их ребра вследствие растворения сглажены.

Следует отметить, что метаморфогенные цирконы и реликтовые цирконы, произошедшие из вулканогенных пород, по наиболее характерным особенностям — цвету, форме, степени измененности — довольно близки. Уверенно противопоставлять и говорить о разном времени их образования можно лишь в случае образования вулканогенных цирконов метаморфогенными.

Рассмотрим особенности концентратов цирконов из сланцев бектурганской и аралбайской серий.

В монофракциях из сланцев бектурганской серии (рис. 2) реликтовые обломочные цирконы содержатся в количествах от 3 до 20%. Форма их овальная, реже удлинённая или близкая к сферической (рис. 2 — 1–6). Поверхность шероховатая, неровная, ямчатая, несущая следы транспортировки и растворения (рис. 2 — 2, 5, 6). Внутреннее строение обломочных зерен, как правило, однородное, ядра встречаются редко. Включения немногочисленны, зональность в большинстве зерен отсутствует. Зерна этого типа умеренно трещиноваты, иногда содержат псевдодря (рис. 2 — 3, 4).

Первично вулканогенные кристаллы цирконов немногочисленны. Они отмечаются среди цирконов пробы № 6552. Реликтовые цирконы часто служат ядрами метаморфогенных цирконов (рис. 2 — 6–8). Особенно много их в цирконах из проб N. 9342 Б, 805 и 5240/23.

Метаморфогенные цирконы составляют основную массу концентрата (рис. 2 — 10–24), их содержится до 80%. Они трещиноваты, с псевдодрями (рис. 2 — 10, 12, 13, 15, 22). Метаморфогенные цирконы часто нарастают на цирконы реликтового типа в виде оболочек. На поверхности большинства цирконов этого типа заметны отчетливые следы растворения (рис. 2 — 12, 18, 23).

Акцессорные цирконы сланцев аралбайской серии изображены на рис. 3. Среди них практически отсутствуют цирконы метаморфогенного типа. Основная масса цирконов относится к типу реликтовых первично терригенного и вулканогенного генезиса. Реликтовых терригенных зерен (рис. 3 — 1–3) содержится 1–10%, реликтовых вулканогенных (рис. 3 — 5–15) — 80–90%. Связь последних с вулканогенными породами подтверждается большой примесью вулканогенного материала кислого, реже среднего состава во вмещающих цирконы сланцах.

Отсутствие метаморфогенных цирконов в большинстве сланцев аралбайской серии объясняется низкой степенью их регионального метаморфизма (низы фации зеленых сланцев).

Таким образом, в сланцах бектурганской серии (верхи фации зеленых сланцев — низы амфиболитовой фации) основную массу составляют цирконы, образовавшиеся в процессе регионального метаморфизма. Подчиненную в количественном отношении группу образуют реликтовые цирконы, в основном терригенной породы. В сланцах аралбайской серии (низы фации зеленых сланцев) присутствуют только реликтовые цирконы.

Влияние морфологии цирконов на значения цифр абсолютного возраста. Кратко напомним процесс определения абсолютного возраста α -свинцовым методом. Как известно, α -свинцовый метод, предложенный Ларсеном в 1952 г., основан на предположении, что акцессорный циркон не содержит нерадиогенного свинца. Определив содержание свинца в концентрате и узнав его α -активность, можно определить время, за которое накопился радиогенный свинец. Рассмотрим, как могут повлиять морфологические особенности кристаллов циркона на значение цифр возраста.

Включения. В виде включений в цирконах могут содержаться радиоактивные вещества — ксенотим, торит, а также полевые шпаты, биотит, апатит, магнетит [5, 13], которые могут служить источником нерадиогенного свинца. Кроме того, включения способствуют действию вторичных процессов, увеличивая поверхность активного контакта кристалла с поровыми растворами.

Ядра, являющиеся специфической особенностью цирконов метаморфических пород, отличаются по физическим, механическим и химическим свойствам от

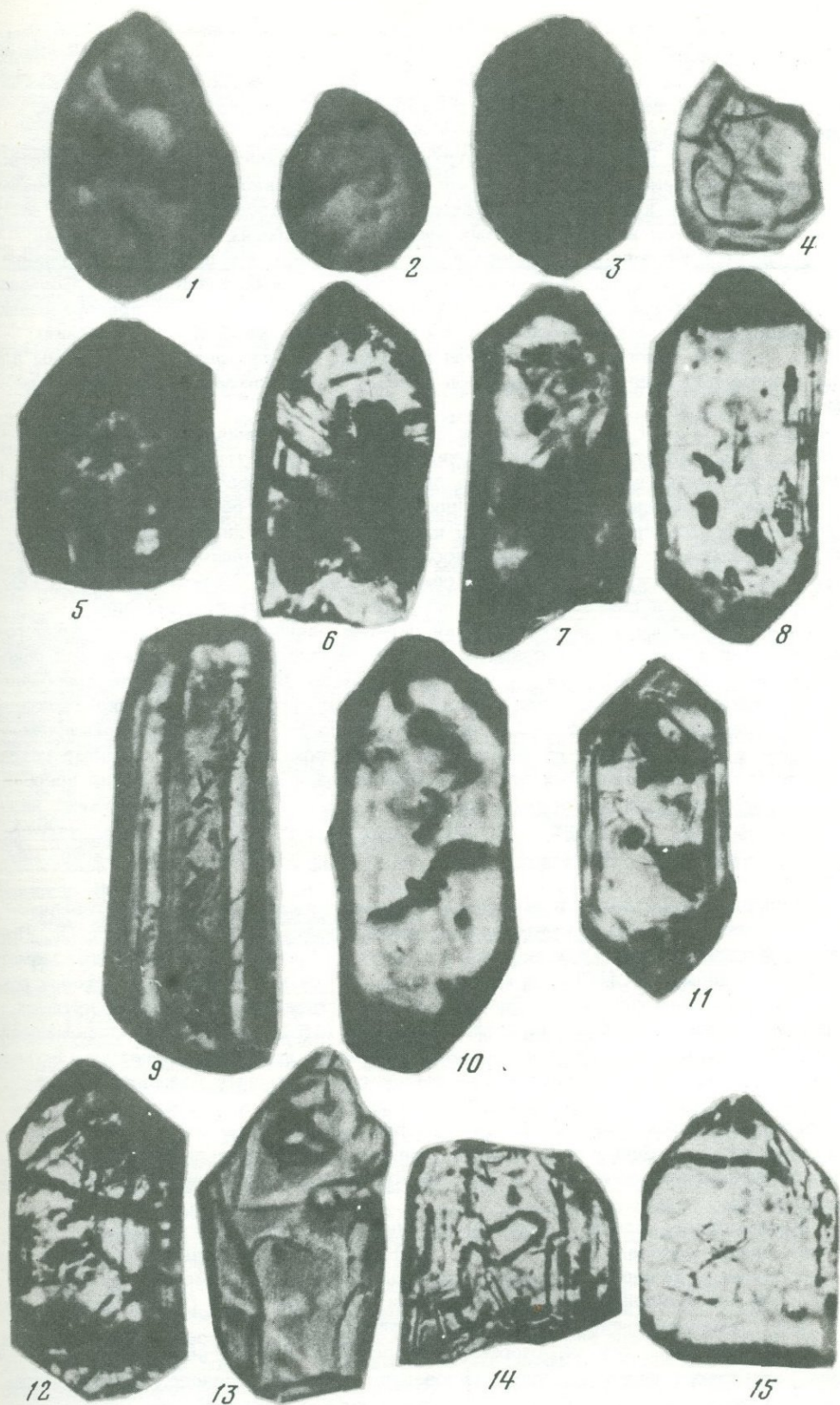


Рис. 3. Акцессорные цирконы из сланцев аралбайской серии. Увел. 600
 1-4- первично-терригенные кристаллы; 5-15- первично-вулканогенные цирконы

оболочек. Благодаря этому часто происходит растрескивание оболочек, нарушающее целостность кристаллов, что обеспечивает их проницаемость для поровых растворов. Кроме того, присутствие разновозрастных оболочек и ядра искажает величины α -активности и содержания свинца, а следовательно, и возраста, причем учесть эти искажения практически невозможно.

Изменения цирконов сильно отражаются на величинах значений возраста. Трещины, включения, зональность, способствуя проникновению растворов, вызывают помутнение кристаллов и переход их в новообразования. Следствием этого процесса является вынос отдельных элементов, входящих в состав циркона.

Поведение циркона и входящего в его состав свинца в процессе регионального метаморфизма. На этот вопрос существуют разные точки зрения. Большинство исследователей считают, что при метаморфизме происходит преобразование цирконов. Однако нет единого мнения о масштабах и необходимых условиях этого явления. Многие исследователи полагают, что наиболее благоприятны для преобразования акцессорных цирконов условия амфиболитовой фации метаморфизма [9, 18, 20].

Саксена [16] и И.М. Симанович [7] считают, что значительные преобразования с акцессорными цирконами начинаются уже при аутигенезе и низкотемперенном метаморфизме. В гранулитах некоторые исследователи [14] отмечают неизменный округлый циркон, объясняя это "сухостью" обстановки, при которой формируются гранулиты (низким парциальным давлением воды). В противоположность этому некоторыми исследователями отмечается значительная трансформация цирконов в условиях гранулитовой фации метаморфизма [6, 12], сопровождающаяся растворением и ростом новообразованного циркона.

По нашим данным, новообразование циркона начинается в условиях хлоритовой ступени фации зеленых сланцев. Новообразованный циркон появляется одновременно с порфиробластами альбита. Возможно, что такое раннее преобразование цирконов специфично для данного района и определяется физико-химическими условиями метаморфизма, в процессе которого большая роль принадлежала Na_2O и H_2O . Следует отметить, что при региональном метаморфизме исходных вулканогенно-осадочных пород бектурганской и аралбайской серий преобладали, очевидно, процессы растворения цирконов, о чем свидетельствуют низкие содержания последних в сланцах (около 1 г/т). Это также, вероятно, объясняется значительной ролью Na_2O в процессе регионального метаморфизма.

Свинец накапливается в цирконах радиогенно в междуузлиях кристаллической решетки минерала, не замещая ни урана, ни тория, ни циркония [10]. Поэтому подъем температуры может облегчить его потерю. Потеря свинца может быть эпизодической [19] или может продолжаться в течение всей истории существования минерала [18]. Она может осуществляться различными путями: фракционированием отдельных изотопов свинца [15], диффузионным перемещением [11] и т.д. Большую роль при этих процессах играют температура, флюиды и их термодинамический режим. При высокотемпературных условиях потеря может быть вызвана нагреванием и предпочтительным выбрасыванием атомов свинца. В низкотемпературных условиях при наличии воды цирконы могут корродироваться, особенно метамиктные, причем выщелачиваться будет преимущественно радиогенный свинец. Благоприятствует этому процессу щелочной характер вод.

Метаморфизм низкой и высокой ступени благоприятствует эпизодической потере свинца. Показано (Gastil a. oth., 1967), что величина потери радиогенного свинца в течение длительного периода регионального метаморфизма из цирконов пород кианит-ставролитовой зоны достигает 50%. Потеря свинца тем больше, чем длительнее процесс метаморфизма.

Таким образом, при метаморфизме происходит морфологическая трансформация реликтового циркона и новообразование метаморфогенного, а также потеря радиогенного свинца. При определении возраста α -свинцовым методом можно учесть преобразование цирконов, анализируя отдельно их различные генетические типы (а величины потери свинца учтены быть не могут).

Причины несоответствия абсолютного и геологического возрастов. Проанализируем имеющиеся в нашем распоряжении цифры возраста сланцев бектурганской и аралбайской серий и попытаемся объяснить их в зависимости от морфологических особенностей аксессуарных цирконов.

Определения по сланцам бектурганской серии. Проба 5240/23 отобрана из порфиробластовых сланцев кварц-фенгит-хлорит-альбитового состава. Для определения отбирали метаморфогенные цирконы. Однако не исключена примесь реликтовых цирконов в виде ядер, которые под бинокляром не видны. Цирконы данной пробы замутнены, содержат большое количество трещин, иногда псевдоядер. Цифра 860 млн. лет занижена.

Пробы № 9342 Б и 6552 взяты из биотит-альбитовых сланцев (биотитовая ступень фации зеленых сланцев) и содержат в основном цирконы метаморфогенного типа. В виде ядер присутствуют реликтовые цирконы. Степень изменения цирконов обеих проб значительна, особенно из пробы № 9342 Б. Цифры 930 и 1420 млн. лет, несомненно, занижены.

Проба № 804 отобрана из сланцев кварц-гранат-биотит-альбитового состава. Возраст цирконов определялся А.А. Краснобаевым по реликтовым и метаморфогенным разностям раздельно. Соответственно получено две цифры — 2050 и 900 млн. лет. Цирконы, давшие первую цифру, трещиноваты, часто замутнены, непрозрачны. Вероятно, они сохранились от дометаморфического состояния пород и испытали региональный метаморфизм с сопутствующими ему температурами, давлениями и растворами. Второе значение получено по цирконам, происхождение которых связывается нами с метаморфизмом в условиях гранатовой ступени фации зеленых сланцев. Они интенсивно изменены — трещиноваты, мутны, имеют каналы растворения, иногда псевдоядра, что свидетельствует о существовании благоприятных условий для выноса радиогенного свинца. Вследствие этого полученная цифра заведомо более низкая.

Проба № 805 взята по соседству с пробой № 804 из пород такого же состава. По цирконам из этой пробы получена цифра в 1370 млн. лет. Для анализа отбирали только метаморфогенный циркон, и значение его возраста должно было быть близким к 900 млн. лет; однако присутствие реликтовых цирконов в виде ядер удревнило его.

Проба № 806 отобрана из кварц-биотит-гранат-альбит-олигоклазовых сланцев (амфиболитовая фация метаморфизма). Обращает внимание нарушенность кристаллов циркона, их коррозия, обилие псевдоядер и почти непрозрачных индивидов. Цифра 1100 млн. лет занижена.

Возраст цирконов аралбайской серии. По цирконам аралбайской серии имеет-ся четыре определения в диапазоне от 750 до 1200 млн. лет.

Пробы № 6544 А и 6536 отобраны из фенгит-альбитовых сланцев и имеют близкие по морфологии цирконы, представленные небольшим количеством первично терригенных зерен и в большей степени кристаллами, унаследованными от исходных кислых эффузивов; цирконы интенсивно изменены вплоть до образования непрозрачных кристаллов цирколитового типа. Встречаются редкие кристаллы новообразованных цирконов. Цифры 760 и 800 млн. лет занижены.

Пробы № 5208/1 и 5208/2 отобраны в непосредственной близости одна от другой. Первая взята из порфироидов по туфам липаритового состава, вторая — из полевошпатовых сланцев. Цирконы обеих проб интенсивно трещиноваты, мутны, с большим количеством включений. Возраст цирконов обеих проб занижен, но в пробе № 5208/2 присутствуют древние окатанные ядра, за счет которых возраст (1220 млн. лет) сдвигается в сторону удревнения по сравнению с пробой 5208/1 (910 млн. лет).

Таким образом, цифры возраста сланцев древнейших серий Южного Улутау, полученные α -свинцовым методом, носят разнозначимый характер. Они в основном разбросаны беспорядочно. Лишь четыре определения сосредоточены в интервале 850—950 млн. лет. Получаемые этим методом значения возраста не отвечают времени формирования пород. Не соответствуют они и возрасту метаморфизма, так как нет возможности количественно оценить масштабы потери свинца цирконами при этом процессе.

Следует отметить, что изменения акцессорных цирконов при метаморфизме будут искажать и значения возраста, получаемые по этому минералу свинцо-изо-топным методом. В частности, при использовании последнего практически нельзя учесть присутствия в пробах различных генетических типов акцессорных цирконов. Все это свидетельствует о том, что без изучения морфологии цирконов, сопровождающего детальные петрологические исследования вмещающих их пород, а также процессов, преобразующих последние, нельзя оперировать цифрами абсолютного возраста, получаемыми любыми методами по этому минералу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богатырева Н.А., Зайцев С.И., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Главнейшие результаты исследований по определению радиологического возраста метаморфических комплексов Центрального Казахстана и сравнительная оценка полученных данных. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня (тезисы докладов). М., 1969.
2. Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. О возрасте метаморфических комплексов Центрального Казахстана. - В сб.: Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя Казахстана и Северного Тянь-Шаня (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.
3. Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Результаты радиогеохронологических исследований метаморфических комплексов Южного Улутая (Центральный Казахстан). - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня (материалы Карагандинского стратиграфического совещания). М., 1971.
4. Богатырева Н.А., Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Траянова М.В., Филатова Л.И., Филиппович И.З. Результаты исследований по определению радиологического возраста метаморфических комплексов Южного Улутая (Центральный Казахстан). - В сб.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1973.
5. Краснобаев А.А. О некоторых физических свойствах цирконов. - Труды ИГ УФ АН СССР, 1965, Мин. сб., № 6.
6. Негруца Т.Ф., Казак А.П. Типоморфные разновидности цирконов в карельских метасадочных породах северо-восточной зоны карелид. - Докл. АН СССР, 1970, 193, № 5.
7. Симанович И.М. Проблема изучения кварцевых песчаных пород докембрия. - В сб.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973.
8. Филатова Л.И., Богатырева Н.А. К стратиграфии древнейших толщ докембрия Южного Улутая (Центральный Казахстан). В сб.: Материалы по геологии Центрального Казахстана, вып. 10. М., 1971.
9. Eckelman F.D., Poldervaart A. Geology and evolution of the Beartooth Mountains, Montana and Wyoming. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 66.
10. Gastil R.G., DeLisle M., Morgan J.R. Some effect of progressive metamorphism on zircons. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1967, 78, N 7.
11. Holland H.D., Gottfried D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. - Acta Cryst., 1955, 8.
12. Hoppe G. Zirkone aus Granuliten. - Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B. Miner. Lagerstättenf., 1966, 11.
13. Hutton C.O. Studies of heavy detrital minerals. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1950, 61.
14. Murthy M.V., Siddiquie H.N. Studies of zircons from some garnetiferous sillivanite gneisses (Khondalites) from Orissa and Andhra Pradesh, India. - J. Geol., 1964, 72.
15. Russel, Ahrens L.H. Additional regularities among discordant lead-uranium ages. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 11.
16. Saxena S.K. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rock. - Sedimentology, Netherl., 1966, 6, N 1.
17. Taubeneck W.H. Zircons in the metamorphic aureole of the Bald Mountains, northeastern Oregon (Abstract). - Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, 68.
18. Tilton G.R. Summary of discussion of discordant zircon ages. - J. Geophys. Res., 1960, 65.
19. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, 37, N 3.
20. Wyatt M. Zircons as provenance indicators. - Amer. Mineral., 1954, 39.

К ВОПРОСУ О ДАТИРОВАНИИ НЕКОТОРЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗОХРОННЫМ СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫМ МЕТОДОМ

Формирование эндогенных рудных месторождений, как правило, многостадийно и обычно рассматривается как законченный ряд последовательно развивающихся стадий минералообразования единого рудообразующего гидротермального процесса.

Материалы по изучению урановых палеозойских месторождений вскрывают более сложный характер процесса их образования, охватывающего в некоторых случаях значительно большие интервалы геологического времени, чем можно допустить для единого гидротермального процесса. Многочисленные возрастные и минералогические данные, полученные нами для серии представительных проб ряда месторождений, свидетельствуют о многоэтапном полихронном характере их формирования.

Сравнение возрастных значений, полученных по различным изотопным отношениям, показывает хорошую согласованность урано-свинцовых возрастов и в большинстве случаев более высокие значения возрастов по соотношению изотопов Pb^{207}/Pb^{206} . Изохронный метод дает возможность получить наиболее вероятные усредненные значения для группы проб предположительно единого генезиса и позволяет избежать введения поправки на первичный свинец, что особенно существенно при расчете возрастных данных по свинцово-свинцовому методу.

Проведенная в настоящей работе обработка экспериментальных данных для двух месторождений изохронным методом показала, что в системе координат $Pb^{286}/Pb^{204} - U^{238}/Pb^{204}$ и $Pb^{207}/Pb^{204} - U^{205}/Pb^{204}$ выделяются изохроны, отвечающие нескольким этапам или стадиям уранового оруденения. Это выделение проводится достаточно четко и лежит за пределами погрешности эксперимента. В то же время в координатах $Pb^{207}/Pb^{204} - Pb^{206}/Pb^{204}$ мы получаем одну прямую, на которой вполне удовлетворительно лежат все экспериментальные точки для проб данного месторождения.

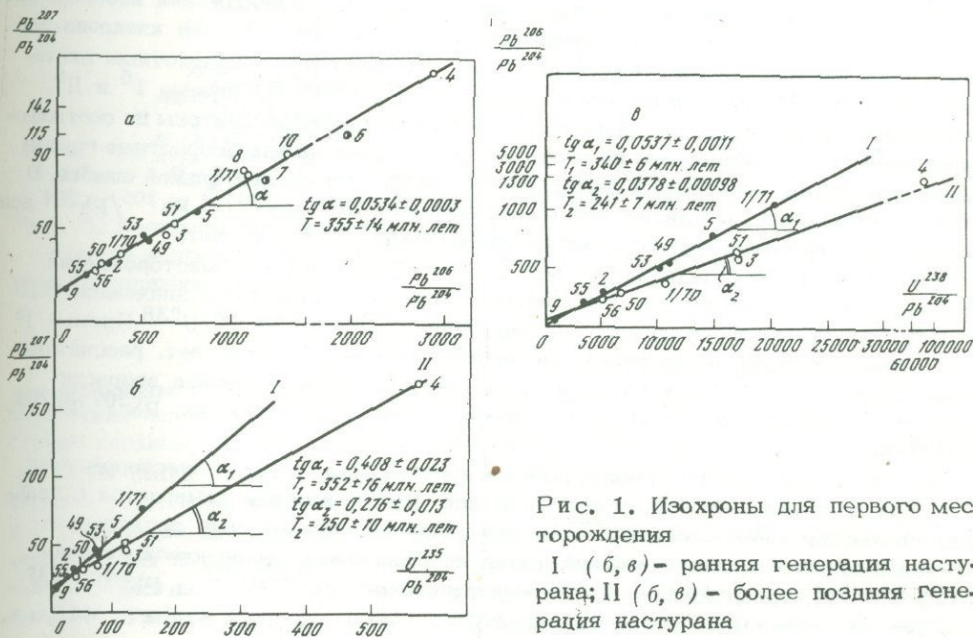


Рис. 1. Изохроны для первого месторождения

I (б, в) — ранняя генерация наступрана; II (б, в) — более поздняя генерация наступрана

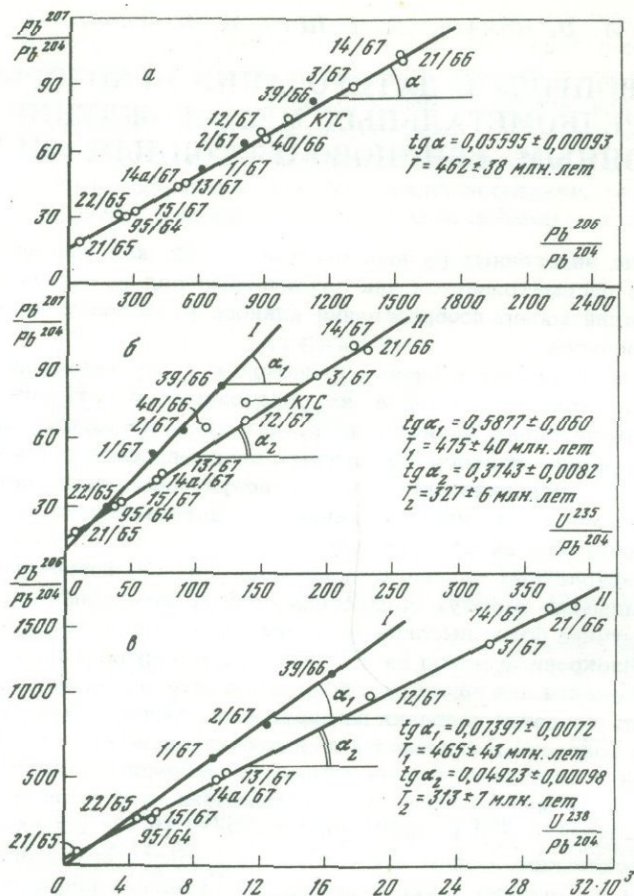


Рис. 2. Изохроны для второго месторождения

I(б, в) – ранняя генерация настурана; II(б, в) – более поздняя генерация настурана

В качестве иллюстрации мы приводим графические изображения изохрон, рассчитанных по различным изотопным отношениям. На рис. 1 дана изохрона для одного из месторождений. Прямые I^a и II^a соответствуют возрастным значениям 241 и 340 млн. лет, рассчитанным по Rb^{206}/U^{238} . Прямые I^б и II^б, отвечающие возрастным значениям 250 и 352 млн. лет, рассчитаны по соотношениям Rb^{207}/U^{235} . Как видно из рисунков, разделение на две возрастные группы выражено вполне отчетливо и лежит за пределами экспериментальной ошибки. В то же время из рис. 1, в видно, что в координатах $Rb^{207}/Rb^{204} - Rb^{206}/Rb^{204}$ все точки лежат на одной прямой, отвечающей возрасту 355 млн. лет.

Аналогичная картина представлена на рис. 2 для другого месторождения. В этом случае прямые I^a и II^a, соответствующие возрастным значениям 313 и 465 млн. лет, рассчитаны по соотношению изотопов Rb^{206}/U^{238} . Прямые I^a и II^a соответствуют возрастным значениям 327 и 475 млн. лет, рассчитанным по Rb^{207}/U^{235} . Одна изохрона (см. рис. 1, в), отвечающая возрасту 462 млн. лет, получена при построении изохроны в координатах $Rb^{207}/Rb^{204} - Rb^{206}/Rb^{204}$.

На рис. 3 приведены графические построения для третьего месторождения. Расчеты проведены по отношениям к массе Rb^{208} , которая измеряется с большей точностью, чем масса Rb^{204} . Подобный расчет правиоочен, поскольку в исследованных пробах содержание тория не превышает геохимического фона ($1-2 \cdot 10^{-3}\%$). На основании изотопных отношений Rb^{206}/U^{238} и Rb^{207}/U^{235} для ранних метасоматических ассоциаций получены значения возраста 415 млн.

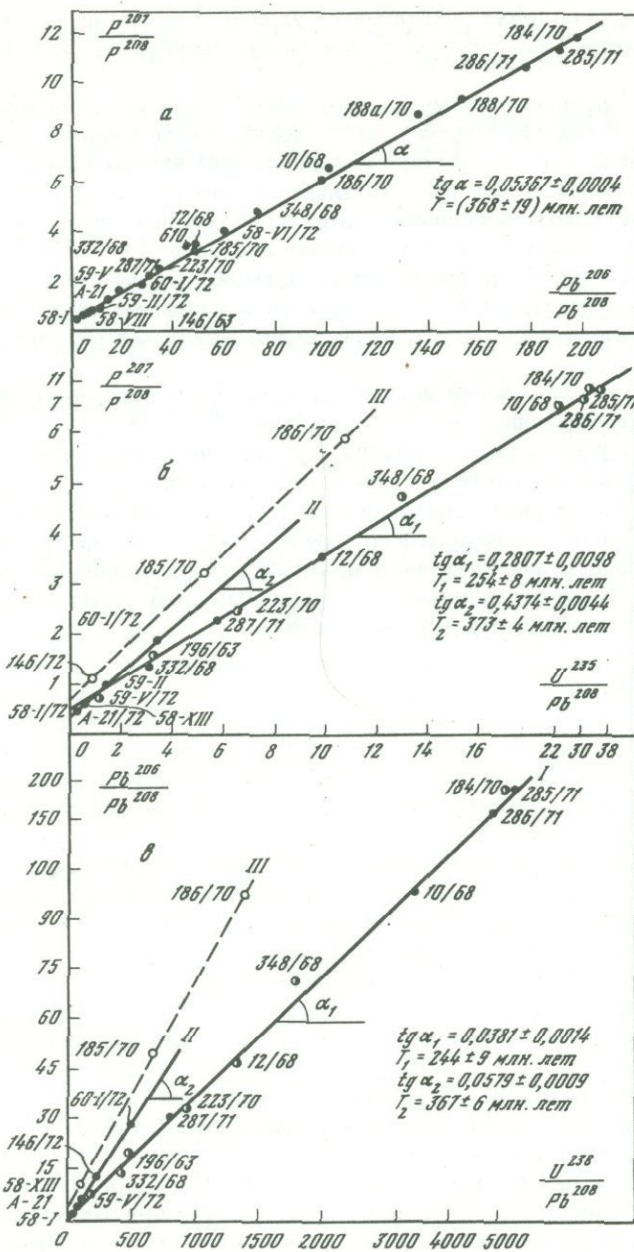


Рис. 3. Изохроны для третьего месторождения

I (a, б) – прожилковое настуран-карбонатное оруденение; II (a, б) – прожилково-вкрапленное оруденение; III (a, б) – ранние метасоматические ассоциации

лет (изохроны III^a и III^б). Для более позднего прожилково-вкрапленного оруденения возрастные значения по тем же изотопным соотношениям соответствуют верхнему девону – 367–373 млн. лет (изохроны II^a и II^б); наконец, для более позднего прожилкового настуран-карбонатного оруденения вполне надежно устанавливается пермский возраст – 244–254 млн. лет (изохроны I^a и I^б). Интервал времени порядка 150 млн. лет, охватывающий сложный процесс формирования месторождения, включая и возможные процессы переотложения, нельзя отнести за счет длительно развивающегося единого гидротермального процесса. Тем не менее и в этом случае на свинцово-свинцовой изохроне экс-

периментальные точки лежат достаточно удовлетворительно на одной прямой, соответствующей изохроне с возрастным значением 386 млн. лет (рис. 3, в).

Полученную возрастную картину из трех месторождений правильнее рассматривать как отражающую многоэтапный, полихронный характер формирования месторождений. В этих случаях интерпретация изохронных возрастных данных должна сопровождаться обязательным учетом разновозрастности различных типов минеральных ассоциаций, хотя на изохронах, позволяющих вычислить возрастные значения по соотношению изотопов Pb^{207}/Pb^{206} , экспериментальные точки будут лежать на одной прямой. Однако такая кажущаяся разновозрастность из-за малой информативности и разрешающей способности данного варианта изохронного метода для палеозойских месторождений является фиктивной.

В то же время использование изохрон, позволяющих рассчитать возрастные значения по соотношениям изотопов Pb^{206}/U^{238} и Pb^{207}/U^{235} , дает возможность получить усредненные значения для намечающихся возрастных групп, датирующих определенные этапы — стадии минерализации.

Таким образом, последний вариант изохронного метода наиболее пригоден для расшифровки рудного процесса, в то время как использование только $Pb-Pb$ изохронного метода ограничивает наши возможности интерпретации геохронологических данных и может приводить к ошибочным результатам для сравнительно молодых (палеозойских) месторождений.

ВОЗРАСТ ФУНДАМЕНТА И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ ГРЕНВИЛЛИД ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Современное состояние геологической и радиологической изученности Енисейского кряжа приводит к выводу о необходимости выделения из состава байкалид геосинклинальных формаций более ранней эпохи складчатости — гренвилльской, имеющей самостоятельное значение, ограничив, собственно, байкалиды более молодой частью разреза позднего докембрия.

Начало гренвилльского цикла (1350–1400 млн. лет) ознаменовалось в Енисейском кряже заложением геосинклинальной системы, сменившей квазиplatformное развитие в готском этапе.

О характере фундамента, на котором заложились геосинклиналь, можно судить по выведенным на поверхность блокам дорифейской консолидации, которые слагают Южно-Енисейское краевое поднятие, Северо-Енисейский срединный массив и ряд более мелких глыб, а также образуют ядра позднедокембрийских антиклинорий и встречаются в ксенолитах трубок взрыва.

Геохронологии магматических и метаморфических комплексов, слагающих указанные структуры, посвящен ряд работ [2–6]. Согласно приведенным в них данным, верхний предел возраста древнейших пород фундамента, образующих нижний структурный этаж Южно-Енисейского краевого поднятия (канская серия), составляет 2450–2550 млн. лет. Не исключено, однако, что действительное время формирования серии является более древним, и начальные этапы ее истории отодвигаются в глубь веков до 4–4,5 млрд. лет [3].

Породы нижнего структурного этажа Северо-Енисейского срединного массива (гаревская серия) датированы по содержащемуся в них циркону 2,9–3,3 млрд. лет (табл. 1). Верхний предел возраста этажа оценивается в 2200 ± 400 млн. лет по рвушим его гранитоидам (табл. 1, обр. 2). Радиологические данные, а также анализ геологической ситуации и последовательности проявлений регионально-метаморфических преобразований пород канской и гаревской серий [5] недвусмысленно говорят об архейском возрасте рассматриваемых выступов фундамента геосинклинали.

Более молодые формации, принимающие участие в строении второго структурного этажа фундамента, принадлежат раннему протерозою. Тектоническая позиция их выходов та же, что и архейских комплексов. Радиологически раннепротерозойский возраст енисейской метаморфической серии и ее аналогов доказан на большом экспериментальном материале [2–6]. Однако подавляющее большинство цифр возраста относится не к самим метаморфическим толщам, а к рвушим их магматическим образованиям, в связи с чем речь может идти о верхнем пределе возраста серии, который надежно фиксирован в Южно-Енисейском краевом поднятии — 1800 ± 100 млн. лет, а в Северо-Енисейском срединном массиве — 1750 ± 100 млн. лет [3]. Сходный возраст (1700–2000 млн. лет) показали также цирконы из ксенолитов трубок взрыва (табл. 1), встреченные в Чадобецком поднятии и в северной части Енисейского кряжа, среди сплошного поля развития рифейских формаций. Эти данные свидетельствуют о широком распространении в составе второго структурного этажа фундамента континентальной коры раннепротерозойской консолидации.

До последнего времени отсутствовали сведения о возрасте наиболее молодого комплекса образований, входящего в состав третьего структурного этажа фундамента геосинклинали. Речь идет о пенченгинской свите, выходы которой наиболее полно вскрываются в осевой части Центрального антиклинория Енисейского кряжа. В работе впервые приводятся данные о возрасте пород этой свиты, полученные калий-аргоновым методом (табл. 2).

Таблица 1

Результаты химических анализов, изотопный состав свинца и вычисленные позднедокембрийской геосинклинали Енисейского края

| Номер п/п | Анализируемый минерал, место взятия и краткая характеристика породы | U, % | Th, % | Pb, % | Изотопный состав | |
|-----------|--|-------|-------|--------|-------------------|-------------------|
| | | | | | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ |
| 1 | Циркон из очковых гранат-пироксеновых гнейсов, правый берег р. Енисей, ниже устья р. Гаревки | 0,008 | 0,024 | 0,0245 | 0,90 | 32,68 |
| 2 | Циркон из гранитоидов среднего течения р. Северная Киликейская | 0,069 | 0,051 | 0,264 | 1,19 | 30,51 |
| 3 | Циркон из ксенолита кимберлита, р. Ченгасан | - | 0,012 | 0,0042 | 0,80 | 32,13 |
| 4 | Циркон из ксенолита трубки взрыва, Чадобецкое поднятие | 0,057 | 0,061 | 0,0067 | 0,44 | 4,537 |
| 5 | Циркон из гранитов Гаревского массива | 0,073 | 0,055 | 0,0350 | 0,34 | 54,30 |
| 6 | То же | 0,079 | 0,046 | 0,0111 | 0,047 | 70,987 |

Крайние из изученных образцов отстоят друг от друга более чем на 300 км (от бассейна р. Вороговка на севере до р. Татарка на юге). Но все они приурочены к своду Центрального антиклинория и представлены в основном микросланцами серицит-хлоритового и мусковит-серицитового составов. Из табл. 2 видно, что полученные цифры возраста обнаруживают между собой хорошую сходимость, составляя в среднем 1650 ± 50 млн. лет. Эта дата может быть принята в качестве верхнего предела возраста пенчегинской свиты и одновременно третьего (завершающего) структурного этажа фундамента рифейской геосинклинали.

Полученные датировки важны для нас и в другом отношении. Они свидетельствуют о том, что после раннеготского (лакфордского) метаморфизма среднепротерозойских формаций (1650 ± 50 млн. лет) район на длительное время был выведен из сферы литогенеза и представлял собой, по-видимому, приподнятую область, где господствовали процессы выветривания и денудации. Возобновление же седиментации здесь началось лишь спустя 250–300 млн. лет, о чем мы можем судить по возрасту наиболее древних пород рифейского разреза (см. ниже). Учитывая, что в базальных гравелитах кординской свиты рифея содержатся обломки раннепротерозойских гранитов с возрастом около 1800 млн. лет [4], нельзя не признать, что предкординский разрыв был не только продолжительным, но и глубоким. В связи с этим необоснованными представляются попытки некоторых исследователей [8] включить пенчегинскую свиту в состав нижнего подразделения рифея. Ее стратиграфическое положение, несомненно, более древнее и не поднимается выше среднего протерозоя. Время же накопления рифейских формаций в Енисейском крае, впрочем, как и в большинстве других районов мира, датируется рубежом 1350 ± 50 млн. лет, что соответствует началу неогей Штилле, когда в пределах кратонизированных сегментов земной коры происходило заложение геосинкли-

значения возраста пород фундамента

| свинца, ат. % | | Возраст, вычисленный по отношениям, млн. лет | | | | Источник информации |
|-------------------|-------------------|--|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|---------------------|
| Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ | |
| 15,91 | 50,51 | 2900 | 3850 | 32,70 | - | [3] |
| 19,51 | 48,71 | 2200 | 2440 | 2300 | - | [3] |
| 14,53 | 52,54 | 1970 | - | - | 1840 | [3] |
| 10,48 | 43,71 | 1610 | 2730 | 2150 | 660 | [2] |
| 10,89 | 24,47 | 1760 | 1720 | 1710 | 2400 | [3] |
| 8,305 | 20,665 | 1800 | 710 | 1010 | 1000 | Данная работа |

нальных поясов. В Енисейском краже "регенерация" выразилась в дроблении коры, возобновлении ее высокой подвижности, сопровождавшейся интенсивным прогибанием и накоплением геосинклинальных формаций гренвиллид.

Состав консолидированной коры, как мы видели, был достаточно гетерогенным, представлявшим агломерат архейских блоков, сцементированных раннепротерозойским субстратом и перекрытым чехлом среднепротерозойских квазиplatformенных формаций. Заложение геосинклинали на сиалическом основании определило миогеосинклинальный характер ее развития, хотя в западной части кража наблюдаются и фрагменты формаций эвгеосинклинального профиля. По-видимому, большая часть эвгеосинклинальной зоны была расположена западнее р. Енисей и сейчас недоступна наблюдению из-за перекрывших ее более молодых отложений Западно-Сибирской плиты. Есть основание полагать, что фундаментом эвгеосинклинали служила кора океанического типа. Сведений о ее возрасте к настоящему времени не имеется.

Геохронологии собственно геосинклинальных формаций гренвиллского этапа (сухопитская серия) уделялось внимание в ряде работ авторов [2, 3], Н.И. Полевой, Г.А. Казакова [9], Г.А. Казакова, К.Г. Кнорре [7] и других исследователей. Сводка имеющихся и вновь полученных значений возраста осадочных и магматических образований представлена в табл. 2 и 3. Наиболее древний возраст - 1360 млн. лет - имеют кварцевые порфиры кординской свиты, возникшие на стадии начального погружения геосинклинали. Поскольку эти породы находятся в основании рифейского разреза, возраст их может служить показателем начала гренвиллской седиментации в Енисейском геосинклинальном прогибе.

Для лежашей выше аспидной формации, объединяющей горбиллокскую и удерейскую свиты, получены возрасты от 1300 до 990 млн. лет. Последняя цифра является, вероятно, несколько омоложенной, поскольку диабазы, рвушие

Таблица 2

Возраст пород и минералов, участвующих в строении фундамента и геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского края по данным К-Аг метода

| Номер п/п | Минерал, порода, место взятия | K, % | Ag ⁴⁰ рад, 10 ⁻⁹ г/г | Ag _{возд} , % | Возраст, млн. лет | Источник информации |
|---|---|------|--|------------------------|-------------------|---------------------|
| <i>Породы фундамента</i> | | | | | | |
| 1 | Микросланец из пенченгинской свиты, р. Вороговка | 1,94 | 358,0 | 1,5 | 1680 | Данная работа |
| 2 | То же | 1,94 | 347,3 | 1,5 | 1660 | Там же |
| 3 | Серицит-хлоритовый сланец из пенченгинской свиты, р. Вороговка | 2,94 | 513,7 | 1,5 | 1620 | " |
| 4 | Мусковит-биотит-гранатовый сланец с хлоритом из пенченгинской свиты, р. Автолик | 1,95 | 338,5 | 1,1 | 1615 | " |
| 5 | Серицит-мусковитовый сланец с хлоритом из пенченгинской свиты, верховье р. Татарка | 3,90 | 702,4 | 7,0 | 1650 | " |
| 6 | Галька серицит-мусковитового аргиллита из конгломератов нижнеангарской свиты, р. Удоронга | 3,93 | 703,5 | 10,0 | 1650 | " |
| <i>Породы геосинклинальных поднятий</i> | | | | | | |
| 7 | Кварцевый порфир из кординской свиты | 2,51 | 340,3 | - | 1360 | " |
| 8 | Кварц-хлоритовый филлит из горбилковской свиты, р. Тис | 2,46 | 285,7 | 9,0 | 1220 | " |
| 9 | Глауконит (хлоритизированный) из горбилковской свиты, р. Алманахан | 0,61 | 113,49 | - | 1300 | [7] |
| 10 | Филлит из удерейской свиты, р. Ангара | 2,50 | 220,0 | - | 990 | [3] |
| 11 | Диабаз, рвущий удерейскую свиту, р. Ангара | 1,25 | 113,85 | 1,5 | 1020 | Данная работа |
| 12 | То же | 0,54 | 48,79 | 4,7 | 1010 | Там же |
| 13 | " | 1,00 | 79,83 | 7,5 | 915 | " |
| 14 | Глауконит из погорнейской свиты, г. Иркинеева | 4,09 | 432,56 | - | 1140 | [9] |
| 15 | То же | 3,40 | 353,31 | - | 1130 | [7] |
| <i>Гранитоиды</i> | | | | | | |
| 16 | Биотит из гнейсо-гранитов Тейского массива, верховье р. Чиримба | 6,47 | 656,3 | 1,0 | 1100 | Данная работа |
| 17 | То же | 6,61 | 565,3 | 1,5 | 1020 | Там же |
| 18 | Биотит из плагиогранита, р. Левая Кия | 6,12 | 313,40 | - | 635 | " |
| 19 | Хлоритизированный биотит, оттуда же | 0,92 | 42,20 | - | 575 | " |
| 20 | Мусковит из гнейсо-гранита района Кийских порогов | 7,97 | 397,20 | - | 620 | " |
| 21 | Биотит, оттуда же | 6,40 | 301,80 | - | 590 | " |
| 22 | То же | 5,99 | 235,90 | - | 510 | " |
| 23 | " | 4,32 | 138,7 | - | 420 | " |

$$(\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1})$$

Таблица 3

Радиометрические данные, изотопный состав свинца и вычисленные значения

| Номер п/п | Анализируемый минерал, место взятия и краткая характеристика породы | U, % | Th, % | Pb, % | Изотопный |
|-----------|--|-------|-------|---------|-------------------|
| | | | | | Pb ²⁰⁴ |
| 1 | Циркон из гранитов Верхне-Сурнихинского массива | 0,132 | 0,068 | 0,0399 | 0,282 |
| 2 | То же | 0,13 | 0,065 | 0,0398 | 0,380 |
| 3 | То же, из гнейсо-гранитов р. Кия, ниже устья р. Подпорожица на 0,8 км | 0,17 | 0,077 | 0,0380 | 0,462 |
| 4 | То же, из порфиробластических гранитов района Кийских порогов, правый берег р. Кия, на 2,5 км ниже отметки 130 | - | - | - | 0,690 |
| 5 | То же, из гранитов бассейна р. Левая Кия, правый берег, на 4 км западнее отметки 438,0 | 0,12 | 0,069 | 0,0368 | 0,826 |
| 6 | То же, их порфиробластических гранитов Исаковского массива | 0,126 | 0,096 | 0,00367 | 0,125 |
| 7 | То же, из порфиробластических гнейсо-гранитов, р. Тис выше устья ручья Горохового | 0,13 | 0,065 | 0,0135 | 0,114 |
| 8 | То же, из структурного элювия гнейсо-гранитов, р. Гаревка, выше астропункта | 0,077 | 0,068 | 0,0132 | 0,492 |

*Принятые в работе константы: $\lambda_{U_{238}} = 1,541 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹;
 $\lambda_{U_{235}} = 9,722 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹; $\lambda_{Th_{232}} = 4,987 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹.

свиту, имеют возраст 1010 и 1020 млн. лет (табл. 2, обр. 11, 12), а глауконит из перекрывающей флишовой формации (погорюйская свита) датируется возрастом 1140-1130 млн. лет. Карбонатная формация (сосновская свита), венчающая формационный литологический ряд геосинклинальной стадии цикла, радиологически не изучена. Нет надежных датировок возраста также и для спилит-диабазовой формации эвгеосинклинальной структурной зоны и для формации альпинотипных гипербазитов, тела которых трассируют Приенсейский глубинный разлом вдоль западной окраины Енисейского края.

Окончание собственно геосинклинальной стадии гренвиллского цикла ознаменовалось в Енисейском крае эпохой частной инверсии, в результате которой на месте осевого прогиба миеосинклинали возникло центральное под-

возраста акцессорных минералов гранитов тейского комплекса*

| состав свинца, ат.% | | | Вычисленный возраст по отношениям, млн.лет | | | |
|---------------------|-------------------|-------------------|--|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ |
| 69,856 | 9,061 | 20,801 | 1030 ₊₆₀ | 1340 ₊₆₅ | 1220 ₊₈₅ | 1350 ₊₁₀₅ |
| 66,483 | 9,734 | 23,403 | 790 ₊₆₅ | 1260 ₊₆₀ | 1100 ₊₉₀ | 1280 ₊₁₀₅ |
| 64,095 | 11,002 | 24,641 | 950 ₊₇₅ | 900 ₊₄₀ | 915 ₊₇₀ | 970 ₊₉₀ |
| 55,668 | 13,816 | 29,826 | 1060 ₊₁₁₅ | - | - | - |
| 48,362 | 15,089 | 35,723 | 1020 ₊₁₆₅ | 770 ₊₄₅ | 280 ₊₁₂₀ | 645 ₊₁₂₀ |
| 49,162 | 5,321 | 45,392 | 1010 ₊₅₀ | 105 ₊₅ | 150 ₊₁₃ | 350 ₊₂₅ |
| 77,351 | 7,156 | 15,379 | 1000 ₊₅₀ | 570 ₊₂₅ | 660 ₊₄₀ | 520 ₊₄₀ |
| 59,908 | 11,095 | 28,505 | 950 ₊₇₅ | 640 ₊₃₅ | 710 ₊₆₀ | 460 ₊₅₀ |

Поправки на обыкновенный свинец: для обр. 1, 2, 4, 7 - $Pb^{206}/Pb^{204} = 17,05$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,30$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 37,00$; для остальных соответственно 16,26; 15,20; 36,78.

нятие, приведшее к стабилизации значительного участка геосинклинальной системы. Одновременно произошло воздымание блоков и глыб более ранней консолидации. Однако в целом гренвиллский цикл был здесь незавершенным. Он не привел к отмиранию геосинклинали, а обусловил лишь полициклический характер ее развития, о чем свидетельствует закономерная смена формаций, выполяющих геосинклинальные прогибы последующего, байкальского этапа развития.

Стадия частной инверсии гренвиллского цикла сопровождалась в Енисейской геосинклинальной системе достаточно мощным гранитообразованием (тейский комплекс). Характерна приуроченность гранитоидных массивов к блокам до-гренвиллской консолидации; реже массивы размещаются в геосинклинально-складчатом комплексе гренвиллид. Возраст гранитоидов изучался калий-арго-

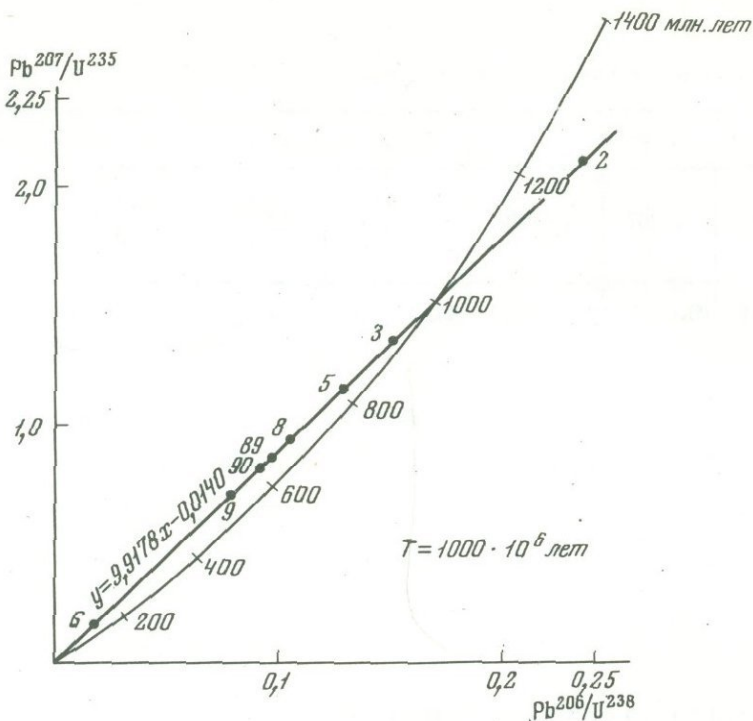


Диаграмма возраста гранитоидов тейского комплекса Енисейского края

новым (табл. 2) и уран-свинцово-ториевым (табл. 3) методами. До последнего времени вопрос об объеме тейского комплекса в Енисейском крае оставался неясным. К нему по существу относился один Тейский массив. В настоящее время получены данные, которые позволяют дополнить этот комплекс Верхне-Сурнихинским, Исаковским, Кийским и другими массивами.

Верхне-Сурнихинский массив находится в северо-западной части Енисейского края в верховье р. Верхняя Сурниха. Сложен он розово-серыми и красными порфиروبластическими гнейсо-гранитами, иногда с турмалином и флюоритом. Возраст массива определяли уран-свинцово-ториевым методом по двум пробам циркона, выделенным из протоочки гнейсо-гранита. Для обр. 1 (табл. 3) по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ получена цифра 1030 ± 60 млн.лет, а по остальным отношениям — от 1220 ± 85 (по $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$) до 1350 ± 105 млн.лет (по $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$). Средняя из всех величин — 1270 млн.лет. Принципиально сходная картина в распределении возрастных дат получена и для второго образца циркона при среднем значении его возраста 1100 млн.лет.

По циркону из гнейсо-гранитов р.Кия (обр. 3) получена хорошая сходимость возрастных значений по разным изотопным отношениям. Максимальный разброс цифр ограничивается 7%, варьируя от 900 ± 40 (по $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$) до 970 млн.лет (по $\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}$). Среднеарифметическая цифра возраста близка к 950 млн.лет, что свидетельствует об одновозрастности этих гнейсо-гранитов с гранитоидами тейского комплекса. Второй образец циркона из этих же гнейсо-гранитов (обр. 4) оказался слаборадиоактивным, вследствие чего возраст его удалось измерить лишь по $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$. Получена цифра 1060 ± 115 млн.лет. Для остальных четырех цирконов (табл. 3) установлена дисперсия возрастных значений при наблюдении неравенства $T_{\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}} > T_{\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}} > T_{\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}} \sim T_{\text{Pb}^{208}/\text{Th}^{232}}$. Такая закономерность является показателем открытости системы, из которой происходил вынос свинца. В отдельных случаях потеря его достигала 90% (обр. 6). Наименее чувствительным к такого рода изменениям является $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, так как вследствие химического тождества и ничтожности в различии масс изотопов Pb^{207} и Pb^{206}

фракционирование их в природной обстановке ограничено. Вместе с тем, показательно, что для всех 4 цирконов цифры возраста по этому отношению близко совпадают одна с другой, группируясь около даты 1 млрд. лет. Эта цифра, по-видимому, является наиболее близкой к действительному возрасту изученных массивов, в чем мы лишней раз убеждаемся, применяя графический прием Аренса - Везерилла для интерпретации радиологических данных. Суммарная прямая, рассчитанная математически, выражается уравнением $y = 9,9178x - 0,0140$. На диаграмме (см. рисунок), она, будучи экстраполирована ко времени T_1 , пересекла конкордию в точке 1 млрд.лет, что подтверждает сделанный вывод о времени формирования гранитоидов тейского комплекса в завершающие этапы гренвиллского тектонического цикла.

Несколько возрастных датировок для рассматриваемых гранитоидов получено калий-аргоновым методом (табл. 2). В большинстве случаев они оказались более молодыми, чем 1 млрд.лет. Лишь для гранита Тейского массива изученный биотит показал возраст 1010 и 1100 млн.лет.

Изложенный материал позволяет сделать вывод, что как с геохронологической, так и с палеотектонической точки зрения наиболее ранняя эпоха позднедокембрийского развития Енисейской геосинклинальной системы, завершившаяся на рубеже 1000 млн.лет, имеет вполне самостоятельное значение и не должна относиться к байкальской эре тектогенеза. Целесообразно выделить ее под названием гренвиллской эпохи, которая в указанное время широко проявилась как в ряде районов Советского Союза [10], так и в других странах мира, и повлекла за собой "необратимую консолидацию ряда геосинклинальных систем" [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А.А., Хаин В.Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. - В кн.: Г.Штилле. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. Изд-во "Мир", 1968.
2. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мусатов Д.И. Геохронология Енисейского кряжа. - В кн. Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
3. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области. - Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука", 1970.
4. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. К вопросу об использовании изотопов свинца для металлогенического анализа источников рудообразующих веществ. - Геохимия, 1970, № 1.
5. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Ранний докембрий Енисейского кряжа. - В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Изд-во "Недра", 1973.
6. Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. - Геохимия, 1964, № 7.
7. Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
8. Рифейские отложения Сибирской платформы. "Наука", 1973.
9. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвиллской фазе магматизма в Северном Казахстане. - Геохимия, 1970, № 1.
10. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах. - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1961, вып. 15.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФАНЕРОЗОЯ

За период, прошедший с XVII сессии Международного геологического конгресса, нашей лабораторией накоплен обильный материал по геохронологии различных рудных месторождений всех основных металлогенических провинций Советского Союза (редкометалльных, вольфрамовых, молибденовых, золоторудных, полиметаллических, медных и некоторых других). Во многих случаях установление абсолютного возраста оруденения имело определенное значение для выяснения условий образования месторождений, их происхождения, координации и субординации процессов, а также и прямо для практических целей оценки территорий и направления поисков.

Из наиболее интересных результатов следует остановиться на выявлении и уточнении этапов образования колчеданной формации, месторождения которой широко распространены на территории СССР, детальном исследовании рудоносных образований Кумыштагского района в Таласском хребте (Киргизия), определении возраста знаменитого Березовского золоторудного месторождения под г. Свердловском, выявлении этапов вольфрамового оруденения в Горном Алтае и связи их с определенными комплексами гранитоидов.

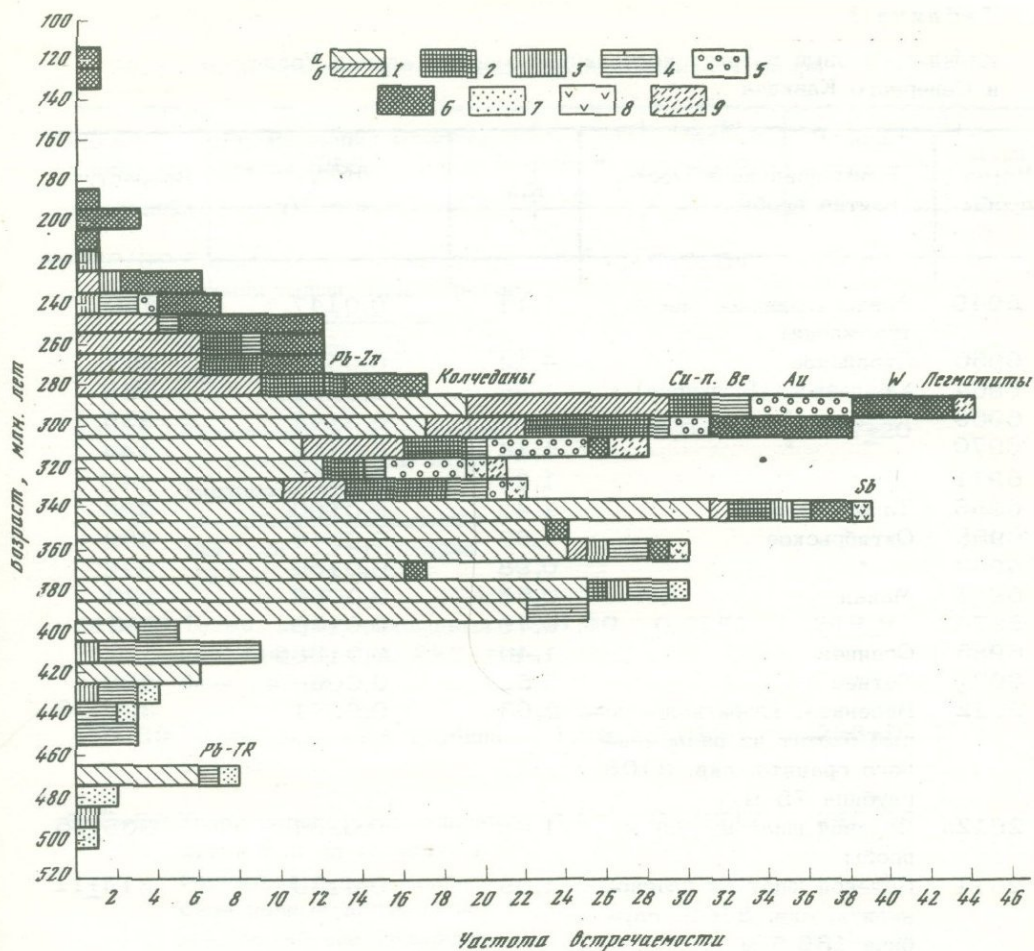
ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ КОЛЧЕДАННОЙ ФОРМАЦИИ

Месторождения колчеданной формации широко распространены на территории СССР. Особенно богаты ими такие рудные провинции, как Урал, Алтай и Кавказ. Известны колчеданные месторождения в Карелии, на Салаире и в некоторых других рудных районах. Абсолютная геохронология колчеданных месторождений, особенно уральских, уже располагает большим набором цифр, полученных в основном по серициту околорудных метасоматитов. Опираясь на многочисленные свои данные, полученные в лабораториях ИГТ УНЦ АН СССР [7, 9, 10] и в ИМГРЭ, а также на данные других лабораторий [2, 3, 11], мы достаточно уверенно можем оценить этапы колчеданообразования в геологической истории СССР.

Первый этап. Наиболее древними на территории СССР являются серноколчеданные месторождения Карелии (Парандовское, Хаутоваарское и др.). Их абсолютный возраст по серициту рудовмещающего горизонта для Парандовского месторождения совпадает с возрастом вмещающих метаморфических сланцев и оценивается цифрами 1728–1951 млн. лет, составляя в среднем 1864 ± 100 млн. лет. Амфиболиты Хаутоваарского рудного района имеют возраст более древний, достигающий 2370 млн. лет.

Второй этап. Образование колчеданных месторождений Урала, Алтая, Северного Кавказа и Салаира укладывается в основном в довольно узкий интервал верхнепалеозойского времени (рисунок). Обширная группа уральских колчеданных месторождений, составляющая единую совокупность, имеет средний возраст 350 млн. лет. Применение алгоритма Родионова позволило единый этап формирования этих месторождений подразделить на четыре подэтапа с кульминациями 393, 362, 341 и 302 млн. лет [9].

Ко второму этапу относятся также колчеданные месторождения Северного Кавказа. По нашим данным (табл. 1), а также по данным М.М. Рубинштейна, Г.Д.Афанасьева и других геологов [1, 11] возраст серицита Урупского, Бескесского, Даутского, Худесского, Карабекского, Власничихинского месторождений колеблется в пределах 270–380 млн. лет, составляя в среднем 323 млн. лет.



Гистограмма значений абсолютного возраста рудных месторождений фанерозоя различных генетических типов

1 - колчеданные (а - Урала и Северного Кавказа, б - Алтая); 2 - медно-порфировые; 3 - полиметаллические; 4 - бериллиевые; 5 - золоторудные; 6 - вольфрамовые; 7 - гидротермальные редкометалльные; 8 - сурьмяные; 9 - пегматитовые

Третий этап. Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая образовались одновременно в верхнекаменноугольное время на границе с пермью: среднее значение абсолютного возраста околорудного серицита равно 288 млн. лет при стандартном отклонении в 20 млн. лет [8].

К этому же третьему этапу относится формирование и салаирских месторождений. Околорудные кварц-серицитовые образования месторождений Салаира дают две группы цифр со средними значениями, равными 298 ± 24 и 246 ± 11 .

В табл. 1 приводятся новые неопубликованные данные по абсолютному возрасту околорудных пород некоторых колчеданных месторождений Южного Урала и Северного Кавказа, а в табл. 2 - возрастанные данные, относящиеся к месторождениям Салаира.

Четвертый этап фиксируют колчеданно-полиметаллические месторождения Закавказья, образованные уже в мезозойское время. По данным [2], их абсолютный возраст по серицитолитам находится в пределах 147-161 млн. лет, что соответствует второй половине юры.

Таблица 1

Калий-аргоновый возраст колчеданных месторождений Урала и Северного Кавказа

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|-------------|--|------|--|--------------------|
| 6949 | Александринское месторождение | 1,11 | 0,0147 | 320 |
| 6950 | Сибайское | 4,12 | 0,0514 | 303 |
| 6964 | Юбилейное (Башкирия) | 1,36 | 0,0202 | 358 |
| 6969 | " | 1,03 | 0,0143 | 335 |
| 6970 | " | 1,14 | 0,0163 | 344 |
| 6971 | " | 1,64 | 0,0237 | 347 |
| 6956 | Ташкулинское | 1,42 | 0,0190 | 323 |
| 6958 | Октябрьское | 1,68 | 0,0246 | 352 |
| 6963 | " | 0,88 | 0,0156 | 372 |
| 6973 | Макан | 0,55 | 0,0088 | 380 |
| 6974 | " | 0,79 | 0,0130 | 390 |
| 6985 | Осеннее | 1,40 | 0,01886 | 320 |
| 6987 | Летнее | 0,52 | 0,0068 | 309 |
| 2612 | Весеннее, хлоритизированный биотит из разложившегося гранита, скв. 3106, глубина 75 м | 2,63 | 0,0371 | 339 ₊₂₀ |
| 2612a | Полевой шпат из той же пробы | 1,66 | 0,0231 | 335 ₊₁₅ |
| 2611 | Полевой шпат из плагио-аплита, скв. 3106, глубина 136,5 м | 1,05 | 0,0136 | 314 ₊₁₁ |
| 2609 | Хлорит-пренит-актинолитовый метасоматит | 1,99 | 0,0256 | 312 ₊₁₅ |
| 2605 | Лучистое, биотит хлоритизированный из биотит-амфиболового кварцевого диорита, скв. 3501, глубина 116 м | 1,09 | 0,0146 | 324 ₊₁₅ |
| 2605a | Амфибол из той же пробы | 0,61 | 0,0085 | 336 ₊₂₁ |
| 2606 | Аналогична пробе 2605, скв. 3501, глубина 63,5 м | 0,66 | 0,0096 | 347 ₊₂₄ |
| 2606a | Амфибол из той же пробы | 0,75 | 0,0093 | 300 ₊₁₈ |
| 2607 | Амфибол из амфиболита, скв. 3501, глубина 211 м | 0,52 | 0,0067 | 314 ₊₁₆ |
| 2607a | Плагиокоз из той же пробы | 2,59 | 0,0332 | 311 ₊₁₅ |
| 151 | Власинчихинское месторождение, Северный Кавказ, кварц-серицитовый сланец, карьер | 0,50 | 0,0072 | 347 ₊₂₀ |

Таблица 2

Абсолютный возраст колчеданных месторождений Салаира

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн.лет | Этап |
|-------------|---|------|---|---------------------|------|
| 480/69 | Серицитовый сланец из наружной толщи, Ново-Урское медноколчеданное месторождение, скв. 63, глубина 327 м | 1,81 | 0,0254 | 338 ₊₁₈ | I |
| 443-69 | Кварц-серицитовый сланец из рудовмещающей толщи, Белоключевское серноколчеданное месторождение, скв. 179, глубина 537 м | 1,46 | 0,0176 | 287 ₊₂₀ | I |
| 447-69 | То же, пиритизированный сланец, там же, скв. 225, глубина 250 м | 1,50 | 0,0151 | 249 ₊₉ | II |
| 429-69 | То же, скв. 179, глубина 360 м | 1,59 | 0,0150 | 233 ₊₁₀ | II |
| 545-69 | Кварц-серицитовый сланец пятнистый на контакте с баритовой рудой, Салаирское полиметаллическое месторождение (Кварцитовая сопка), горизонт 170 м, блок 3-12 | 0,52 | 0,00517 | 245 ₊₁₉ | II |
| 499-69 | Кварц-серицитовый сланец по кислой вулканогенной породе, надрудный горизонт рудовмещающей толщи, Самойловское серноколчеданное месторождение, скв. 229, глубина 455 м | 0,88 | 0,0098 | 273 ₊₁₇ | I |
| 519-69 | Серицитовый сланец рудовмещающего горизонта, Каменушинское медносерноколчеданное месторождение, скв. 198, глубина 332 м | 1,73 | 0,0182 | 259 ₊₉ | II |
| 402-69 | Кварц-серицитовый сланец по альбитофиру надрудной пачки, там же, скв. 202, глубина 190 м | 0,73 | 0,0089 | 295 ₊₁₅ | I |
| | | | Среднее I | 233 ₊₂₄ | |
| | | | Среднее II | 246 ₊₁₁ | |

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД И МИНЕРАЛОВ КУМЫШТАГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Кумыштагский рудный район расположен в Таласском хребте субмеридиональной (Кара-Арчинской) зоны разломов, которая почти под прямым углом пересекает субширотные складчатые структуры Северного Тянь-Шаня. В Киргизском хребте в этой зоне развиты магматические породы кембрийского, ордовикского, среднепалеозойского, верхнепалеозойского возрастов, а в Таласском хребте – Кумыштагский массив и трубчатые тела трахидолеритов альпийского возраста. Как установлено работами А.А. Конюка и М.Ю. Нургазиева [5], сначала происходило внедрение интрузий главной фазы и интенсивное образование скарноидов по карбонатсодержащим флишoidным толщам верхнего рифея. Затем имело место внедрение большого количества малых гранитных интрузий и даек аплитов, которые всеми исследователями рассматриваются в качестве дополнительной фазы внедрения магмы из единого очага. В контактах даек иногда наблюдаются небольшие зоны (до 1 м) гранатовых известковых скарнов и околоскарновых пород. Во всех гранитоидных образованиях и вмещающих породах широко распространены пегматиты и грейзены, слюдяно-кварц-полевошпатовые прожилки и кварцевые жилы. В отдельных зонах грейзенизации в гранитах, скарноидах и карбонатных породах и кварц-полевошпатовых прожилках встречается бериллиевая и борная (турмалиновая) минерализация.

До проведения настоящих работ возраст всех гранитоидных образований и ассоциирующего с ними оруденения принимался как каледонский (ордовикский) на основании прорывания интрузиями отложений верхнего рифея и единичных определений абсолютного возраста.

Обычными геологическими методами определить возраст магматических пород и оруденения в Кумыштагском районе не представлялось возможным, так как здесь отсутствуют отложения моложе кембро-ордовика, которые прорываются всеми интрузивными образованиями. Поэтому Б.Ф. Зленко с участием М.Ю. Нургазиева были собраны материалы по большому количеству малых интрузий дополнительной фазы, пегматитам, кварц-слюдяным прожилкам и грейzenам и для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Полученные данные (табл. 3) показывают, что в составе массива кроме дополнительных интрузий ордовикского возраста наблюдаются приуроченные к суб-

Таблица 3

Абсолютный возраст пород Кумыштагского рудного района

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн. лет | Источник информации |
|--|--------------------------------------|------|---|----------------------|---------------------|
| <i>Каледонские ордовикские интрузии. Граниты основной фазы</i> | | | | | |
| 1246а | Биотит из гранита главной интрузии | 7,21 | 0,146 | 470±16 | ИМГРЭ |
| 1 | Биотит из крупнозернистого гранита | - | - | 448±18 | ИГЕМ |
| 2 | Гранит | - | - | 447±18 | " |
| 3 | " | - | - | 430±10 | " |
| 3247 | Биотит из гранита главной интрузии | 7,95 | 0,138 | 380±8 | ИМГРЭ |
| 3140 | То же | 6,95 | 0,127 | 429±21 | " |
| <i>Граниты дополнительной интрузии</i> | | | | | |
| 45а | Светлая слюда из гранита | 7,41 | 0,139 | 439±20 | ИМГРЭ |
| 4 | Гранит | - | - | 414±4 | [4] |
| 3037 | Биотит из гранита | 6,55 | 0,114 | 410±15 | ИМГРЭ |
| 12466 | То же | 7,58 | 0,132 | 410±15 | " |
| 3388 | Светлая слюда из измененного гранита | 7,53 | 0,131 | 410±19 | " |
| 1247 | Биотит из гранита | 7,95 | 0,138 | 409±15 | " |
| 400 | Светлая слюда из гранита | 7,86 | 0,130 | 391±18 | " |
| 1236а | Биотит из гранита | 7,07 | 0,107 | 360±9 | " |

Таблица 3 (окончание)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | К, % | Ag ⁴⁰ , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет | Источник информации |
|--|--|------|--|-------------------|---------------------|
| <i>Жильные дериваты</i> | | | | | |
| 5 | Флогопит из пегматитовой жилы | - | - | 446±18 | ИГЕМ |
| 8-41-1 | Мусковит из полевошпат-слюдяного прожилка | 7,70 | 0,144 | 438±18 | ИМГРЭ |
| 9-1231 | Мусковит из слюдяного прожилка | 8,10 | 0,141 | 411±16 | " |
| 9-1197 | Полилитнионит из пегматита | 7,82 | 0,135 | 408±20 | " |
| 8-109 | То же, из полевошпат-слюдяного прожилка | 7,78 | 0,132 | 401±19 | " |
| 8-168 | То же, из кварц-слюдяного грейзена с флюоритом и турмалином | 8,13 | 0,137 | 399±17 | " |
| 6 | Слюда из флюоритового прожилка | - | - | 388±16 | ИГЕМ |
| 1272 | Светлая слюда из аплит-пегматита | 7,86 | 0,131 | 394±12 | ИМГРЭ |
| 9-1246 | Полилитнионит из слюдяного прожилка | 8,34 | 0,115 | 362±20 | " |
| <i>Средне- и верхнепалеозойские интрузии</i> | | | | | |
| 112 | Светлая слюда из гранита дополнительной интрузии | 8,36 | 0,133 | 378±15 | ИМГРЭ |
| 7 | Гранит | - | - | 340 | ВСЕГЕИ |
| 3237 | Светлая слюда из измененного гранита дополнительной интрузии | 7,20 | 0,0941 | 325±17 | " |
| 9-537 | Биотит из среднезернистого аплитовидного лейкократового микроклинитового гранита | 8,73 | 0,0890 | 255±20 | ИМГРЭ |
| 9-537 | То же | 3,91 | 0,0400 | 252±23 | " |
| <i>Жильные дериваты</i> | | | | | |
| 8-III-2-268 | КПШ из камерного пегматита | 7,78 | 0,106 | 329±10 | ИМГРЭ |
| 8-41-1 | КПШ из полевошпат-слюдяного прожилка | 3,38 | 0,0452 | 326±15 | " |
| 8-877 | КПШ из камерного пегматита | 7,32 | 0,0944 | 312±20 | " |
| 8-539 | Полилитнионит из слюдяного прожилка | 7,79 | 0,0941 | 294±20 | " |
| 8-109 | КПШ из полевошпат-слюдяного прожилка | 8,79 | 0,106 | 294±12 | " |
| 9-1184 | Аплит, вал | 3,70 | 0,0361 | 240±12 | " |
| 9-538 | То же | 3,93 | 0,0388 | 244±16 | " |
| 8-III-2-315 | Гранат из гранатового скарна | 0,12 | 0,00101 | 296±20 | " |
| 8 | Редкометальное оруденение | - | - | 414±5 | [4] |

меридиональным структурам малые тела гранитов и аплитов средне- и верхнепалеозойского возраста.

Грейзены, пегматиты и слюдяно-кварцевые прожилки также оказались разновозрастными. Отмечаемые многими авторами крупные поля грейзенизации, широко развитые в массиве и срезаемые верхнепалеозойскими интрузиями, а также пегматиты с топазом и турмалином и большая часть безрудных кварцевых жил и прожилков имеют ордовикский возраст около 400 млн. лет и должны рассматриваться как производные каледонского тектоно-магматического цикла. В отличие от них прожилки и грейзены, дающие четкие метасоматические зоны, имеют значительно более молодой верхнепалеозойский возраст (около 300 млн. лет). При этом определению по околорудным слюдам несколько меньший возраст по сравнению с вмещающими их интрузиями.

Полученные данные однозначно свидетельствуют, что оруденение должно относиться к герцинскому тектоно-магматическому циклу.

О ВОЗРАСТЕ ШАРТАШСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА И БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

По Шарташскому гранитному массиву, с которым связано известное Березовское золоторудное месторождение, до сих пор в литературе имеются противоречивые возрастные данные. И.Т. Самарцев подобрал серию представительных проб, достаточно хорошо характеризующих и сам массив и дайкаты, вмещающие золотоносные кварцевые жилы и, наконец, продукты околосильных изменений.

Как видно из табл. 4, абсолютный возраст биотита из мелко- и среднезернистой разновидностей гранита, из даек гранит-порфира и плагогранит-порфира и дайки лампрофира оказывается одним и тем же, его среднее значение равно 309 ± 6 млн.лет. Близкий, несколько меньший возраст обнаруживают серицит из березита и березитизированных даек гранит-порфира, а также фуксит из лиственита. Среднее значение возраста этих метасоматических минералов определяется цифрой 301 ± 10 млн.лет.

Таким образом, время образования Березовского месторождения оказывается тем же, что и прочих кварц-жильных золоторудных месторождений Урала [7, 9], а сам Шарташский массив является представителем верхнепалеозойского комплекса гранитоидов; время его образования совпадает с кульминацией гранитоидного магматизма Восточно-Уральского (Исетско-Салдинского) поднятия.

Таблица 4

Калий-аргоновый возраст Шарташского гранитного массива и Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | $A_{\text{г}}^{40}$, нмм ³ /г | Возраст, млн.лет |
|-------------|--|------|--|---------------------|
| 11 са | Биотит из мелкозернистого гранита, Шарташский массив, рудное поле Березовского месторождения, к югу от шахты Южная | 6,82 | 0,0892 | 317 ± 14 |
| 12 са | Биотит из среднезернистого гранита, там же | 6,44 | 0,0772 | 292 ± 10 |
| 13 са | То же | 6,44 | 0,0913 | 315 ± 15 |
| 16 | Биотит из гранит-порфира. Второпавловская дайка, шахта Северная, горизонт 162 м | 7,22 | 0,0935 | 314 ± 12 |
| 29 | То же | 7,73 | 0,0983 | 308 ± 12 |
| 35 | Биотит из лампрофира, жила в граните, Березовское рудное поле к югу от шахты Южная | 6,91 | 0,0870 | 306 ± 18 |
| 47 | То же, из соседней жилы | 5,39 | 0,0703 | 316 ± 12 |
| 48 | Биотит из жильного мелкозернистого гранита, там же | 6,94 | 0,0872 | 306 ± 12 |
| 51 а | Биотит из гранит-порфира, Второпавловская дайка, шахта Северная, горизонт 162 м | 7,39 | 0,0942 | 310 ± 20 |
| 51 б | Серицит из той же пробы | 6,88 | 0,0924 | 324 ± 20 |

Таблица 4(окончание)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ag ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|------------------------|--|------|---|----------------------|
| 186 | Серицит из плагиогранит-порфира, Перво-Павловская дайка, шахта Южная, горизонт 262 м | 6,96 | 0,0830 | 290 ₊₃₃ |
| 21 | Серицит из гранит-порфира, дайка Ильинская, шахта Южная, горизонт 314 м | 6,81 | 0,0836 | 298 ₊₃₁ |
| 1036 | Серицит из березита | 7,88 | 0,0964 | 290 ₊₂₀ |
| 101 | Фуксит из лиственита, околодайковое изменение | 7,32 | 0,0911 | 303 ₊₁₅ |
| Среднее: биотит 9 проб | | | | 309 ₊₆ |
| серицит 5 проб | | | | 301 ₊₁₀ |

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ И ВОЗРАСТ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В.Г. Пентельковым была собрана представительная коллекция различных гранитоидов Горного Алтая, с которым связывается вольфрамовое оруденение. Определение абсолютного возраста этих гранитоидов выявило их отчетливое разделение на несколько этапов и связь рудных месторождений с некоторыми из них. Фактические данные, относящиеся к этим гранитоидам и сопровождающим их некоторым дайкам, сведены в табл. 5.

Таблица 5

Абсолютный возраст гранитоидов и дайкатов Горного Алтая

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ag ⁴⁰ нмм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|------------------------|---|-------|---|----------------------|
| <i>Ранний этап "А"</i> | | | | |
| ПТ 146 | Биотит из среднезернистого биотитового гранита, Талицкая зона, Бошелакский хребет | 5,16 | 0,0751 | 352 ₊₂₄ |
| 146-68 | Биотит из биотит-амфиболового гранодиорита, там же | 6,91 | 0,106 | 367 ₊₁₈ |
| 146-68а | Калиевый полевой шпат из той же пробы | 11,85 | 0,172 | 344 ₊₂₀ |
| 241-68 | Биотит из мелнократового гранитоида, там же, месторождение Мульчиха | 5,34 | 0,0751 | 342 ₊₃₁ |
| 242-68 | Биотит из гранит-порфира, там же | 6,97 | 0,104 | 357 ₊₂₁ |
| Среднее | | | | 352 ₊₁₀ |
| <i>Ранний этап "Б"</i> | | | | |
| ПТ 206 | Биотит из порфиرويدного биотитового гранита, Талицкая зона, Бошелакский хребет | 7,52 | 0,0868 | 282 ₊₁₇ |

Таблица 5 (продолжение)

| Номер порбы | Наименование и место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нм ³ /г | Возраст, млн. лет |
|---------------------------------------|---|-------|---------------------------------------|-------------------|
| <i>Ранний этап "Б"</i> | | | | |
| П 216 | Биотит из биотитового гранита, там же | 8,05 | 0,0965 | 292±18 |
| 122-68 | Биотит из биотит-амфиболового гра- нодиорита, кольвань-синюхинский комплекс, месторождение Кольвань | 7,09 | 0,0792 | 274±21 |
| 193-67 | Мусковит, там же | 7,64 | 0,0850 | 274±20 |
| | | | Среднее | 280±8 |
| <i>Этап тектонической активизации</i> | | | | |
| 64-686 | Биотит из двуслюдяного гранита, Та- лицкая зона, Бошелакский хребет, талицкие белки | 7,65 | 0,0748 | 240±21 |
| 64-68м | Мусковит из той же пробы | 7,48 | 0,0780 | 255±22 |
| П 346 | Биотит из двуслюдяного гранита, Та- лицкая зона, Бошелакский хребет | 7,10 | 0,0670 | 234±24 |
| П 34м | Мусковит из той же пробы | 8,65 | 0,0857 | 244±18 |
| 269- | Биотит из двуслюдяного гранита, там же, каракольские белки | 7,15 | 0,0745 | 255±28 |
| 676 | | | | |
| 269- | Мусковит из той же пробы | 7,25 | 0,0861 | 288±27 |
| 67м | | | Среднее | 252±19 |
| <i>Поздний этап</i> | | | | |
| 18-686 | Биотит из гранита, Талицкая зона, Бо- шелакский хребет, талицкие белки | 7,47 | 0,0707 | 234±17 |
| 18-68п | Калиевый полевой шпат из той же пробы | 11,43 | 0,113 | 237±15 |
| 19-68м | Мусковит из гранита, там же | 8,19 | 0,0828 | 249±18 |
| 264-68 | Биотит из лейкократового гранита, та- лицкая зона, Бошелакский хребет, ка- ракольские белки | 8,47 | 0,0868 | 258±19 |
| 301-68 | Мусковит из гранита, Талицкий комп- лекс, бассейн р.Шекета | 8,90 | 0,0908 | 252±17 |
| 344-68 | Биотит из порфировидного гранита, Белоубинская зона, кольвано-синю- хинский комплекс, Талово-Тургусунский массив | 6,22 | 0,0579 | 227±10 |
| 683-58 | Мусковит из аплита | 8,72 | 0,0894 | 258±19 |
| 75-686 | Биотит из порфировидного гранита, ко- львань-синюхинский комплекс, место- рождение Кольвань | 7,43 | 0,0683 | 228±17 |
| 75-686 | Калиевый полевой шпат из той же пробы | 9,47 | 0,0954 | 247±15 |
| 154-67 | Биотит из порфировидного биотитового гранита, талицкая зона, Верхне- Слюдянское месторождение | 7,55 | 0,0755 | 247±17 |
| 635-8 | Диабазовый порфирит из дайки в гранитах, талицкая зона, Боше- лакский хребет | 2,00 | 0,0202 | 249±11 |
| | | | Среднее (без дайки) | 243±10 |

Таблица 5 (окончание)

| Номер пробы | Наименование и место взятия пробы | К, % | Ag ⁴⁰ , нмЗ/г | Возраст, млн.лет |
|----------------------------------|--|-------|--------------------------|---------------------|
| <i>Замыкающий этап</i> | | | | |
| 235-68 | Биотит из порфиroidного биотитового гранита, галицкая зона, месторождение Верхне-Слюдянское | 7,75 | 0,0591 | 191 _± 13 |
| 235-68п | Калиевый полевой шпат из той же пробы | 11,29 | 0,0900 | 199 _± 15 |
| 29-69б | Биотит из двуслюдяного порфиroidного гранита, Холзунско-Чуйская зона, месторождение Чиндагатуйское | 6,00 | 0,0489 | 202 _± 16 |
| ПП 7б | Биотит из гранодиорита | 8,50 | 0,0731 | 215 _± 25 |
| 144-9 | Диабаз из дайки в гранитах, Бошелакский хребет, озеро Талицкое | 0,64 | 0,0051 | 200 _± 15 |
| | Среднее (без дайки) | | | 201 _± 8 |
| <i>Поздний дайковый комплекс</i> | | | | |
| 20а | Лампрофир, дайки в гранитах, галицкая зона, Бошелакский хребет, талицкие белки | 1,11 | 0,0057 | 130 _± 12 |
| 268 | | | | |
| 558-8 | Безальтоид, дайки в катаклазированной граните, галицкая зона, Бошелакский хребет | 0,42 | 0,00205 | 124 _± 11 |
| | | | | 127 _± 12 |

Как видно из табл. 5, среди изученных гранитов Горного Алтая выделяются по крайней мере пять этапов, что в основном совпадает и с геологическими данными. Выделяемый по геологическим наблюдениям ранний этап гранитоидного магматизма отчетливо подразделяется на два с кульминациями, отвечающими соответственно 352 и 280 млн.лет; кульминация позднего этапа датируется цифрой 243 млн.лет. Время тектонической активизации близко к позднему этапу гранитоидного магматизма; частные определения возраста этих двух групп гранитоидов перекрываются; однако среднее для гранитов этапа тектонической активизации оказалось несколько большим, равным 254 млн.лет. Затухает гранитный магматизм уже в мезозое, кульминация замыкающего этапа отвечает возрасту 201 млн.лет (верхний триас). Внедрение даек основного состава сопровождало гранитоидный магматизм двух последних этапов: позднего и замыкающего. Встречены лампрофиры с возрастом 124-130 млн.лет (мел).

Вольфрамовое оруденение сопровождается граниты трех этапов; средние значения цифр абсолютного возраста таких гранитов и по пробам, взятым непосредственно на месторождениях, равны: 350 млн.лет (ранний этап), 247 млн.лет (поздний этап) и 195 млн.лет (замыкающий этап).

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Куцев Ю.С., Шанин Л.Д. Калий-аргоновое датирование пород, вмещающих отдельные рудопоявления, по материалам Северного Кавказа и Иртышской зоны смятия (Алтай). - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
2. Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А., Сагателян Э.А. Абсолютный

- возраст некоторых рудных формаций Армении. - В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
3. Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
 4. Губайдулин Ф.Г. О некоторых особенностях акцессорных аксинитов скарнов и гидротермальных прожилков. - Записки Кирг. отд. Всес. мин. об-ва, 1968, вып. 7.
 5. Колюк А.А., Нургазиев М.Ю. Возрастные и парагенетические соотношения между продуктами магматических и постмагматических процессов в истории развития Кумыш-Тагской интрузии. - В кн.: Металлогения и магматизм Северо-Западного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим", 1967.
 6. Куприянова И.И. О метасоматических образованиях месторождений мусковит-флюорит-бериллиевого типа. - Записки Всес. мин. об-ва, 1969, 97, № 4.
 7. Овчинников Л.Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, Свердловск, 1963.
 8. Овчинников Л.Н., Вороновский С.П. Абсолютный возраст полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.
 9. Овчинников Л.Н., Коган Р.И. О применении методов математической статистики абсолютной геохронологии. - В кн.: Статистические методы геологических исследований, вып. 2. М., 1971.
 10. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1. Общие вопросы магматизма и металлогении. Свердловск, 1969.
 11. Рубинштейн М.М., Хуцаидзе А.Л., Лашхи Б.А., Насидзе Г.И., Иобашвили К.М. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических и метаморфических пород Грузии. - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
 12. Субботин К.Д. О классификации месторождений бериллия. - В кн.: Материалы ИМГРЭ, вып. 1. М., 1968.

Э. В. Соботович, В. А. Рудник, А. Д. Искандерова,
В. Н. Каменев, А. А. Комаристый, В. Г. Корольков,
М. Г. Равич, Ю. А. Слупицкий, М. Халтерн

РАННЕАЗОЙСКИЙ ВОЗРАСТ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ЗЕМЛИ (по результатам свинцово-изотопных исследований кристаллических горных пород Антарктической платформы)

Установление достоверного возраста древнейших горных пород имеет большое теоретическое значение как в отношении реконструкции характера и последовательности геологических событий в раннем докембрии, так и для моделирования способа формирования Земли как планеты [18, 21]. Проведенный анализ закономерностей развития земной коры в докембрии Восточной Сибири позволил выделить [17], а анализ геолого-радиологических данных по докембрийским складчатым сооружениям Земного шара уточнить [18] временные интервалы главнейших геологических событий в докембрийской истории Земли. Возрастные рубежи этих геологических событий, имеющих планетарный характер, были приняты за основу периодизации как крупнейших геологических событий, так и геохронологической шкалы докембрия, согласно которой древнейшая история Земли подразделена на азой [(4500-3700) \pm 200 млн.лет], археозой [(3700-2100) \pm 200 млн.лет] и протерозой [(2100-610) \pm 50 млн.лет] с двучленным делением каждой из эр на рубежах 4200 \pm 200, 3000 \pm 200 и 1300 \pm 100 млн.лет [17, 18]. Если археозойские и протерозойские комплексы охарактеризованы к настоящему времени достаточно большим количеством достоверных радиологических данных, в том числе и приближающихся к 3500 млн.лет [3, 10, 20, 21, 24, 28-30], то достоверные данные о наличии азойских, вернее позднеазойских геологических образований, только начинают появляться [2, 13, 33] и требуют подтверждения.

Этим определяется и главная задача излагаемых в работе исследований, которая помимо реконструкции времени образования кристаллических комплексов Антарктической платформы заключалась в выявлении древнейших образований Земли, каковыми, по геологическим данным [9], являлись супраконтинентальные комплексы Земли Эндерби¹ в пределах кристаллического фундамента Антарктической платформы.

Как показали проведенные методические и экспериментальные работы, наиболее информативными методами датирования древнейших горных пород являются свинцово-изохронные [13, 19]. И, как правило, только их использование дает возможность оценить истинный возраст исследуемых объектов, имеющих сложную геологическую историю, результатом которой являлась многократность метаморфических, а нередко и метасоматических преобразований [13, 15, 19]. Перспективность использования указанных методов обусловлена возможностью получения целой серии возрастных значений на основе данных о распространении урана, тория, свинца и его изотопов в геологически разновозрастных и генетически однотипных породах. Так, изохронным методом возраст определяется для пяти пар отношений указанных элементов. Кроме того, устанавливаются величины модельных возрастов для четырех пар отношений указанных элементов по первичному свинцу, вошедшему в породу в момент ее образования. Помимо геохронологической информации [13, 20], все эти данные позволяют производить разбраковку исследуемых образцов [24, 25] и способствуют решению вопросов о стратиграфическом анализе изучаемых комплексов [16] и генетической типизации их пород [15, 19, 25].

¹ Земля Эндерби является классическим примером областей развития эндербитов, впервые изученных и выделенных Тилли [1].

Методами свинцово-изохронного датирования были исследованы горные породы кристаллического фундамента Антарктической платформы (Земля Эндерби), представленные образованиями, практически не измененными или слабо измененными в процессе последующих геологических событий. В основу этого исследования была положена разработанная и опубликованная ранее методика [23, 24, 26] и методология [13, 19, 25] свинцово-изохронного изучения глубоко и неоднократно метаморфизованных комплексов, апробированная ранее на примере алданского докембрия Сибирской платформы [10-12, 14, 17, 26].

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ИССЛЕДОВАННЫХ РЕГИОНОВ И ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Антарктическая платформа. Получение достоверных радиологических данных о возрасте древнейших пород кристаллического фундамента Антарктической платформы имеет принципиальное значение для описания ее геологического строения и развития. Однако подавляющее число радиологических данных, выполненных аргоновым методом [6, 29], число которых превысило 300 определений, не дает представлений о времени формирования супраконтинентальных комплексов Антарктиды, варьируя в пределах 450-550 млн. лет и отражая последний этап их перестройки в результате проявления поздних стадий Байкальской (Россой для Антарктиды) складчатости. Наибольшие значения радиологического возраста, полученные стронциевым и свинцово-ториевым методами [29], находятся в интервале 850-1800 млн. лет и фиксируют средние и раннерифейские этапы активизации и омоложения в пределах кристаллического фундамента Антарктической платформы, также не добавляя информации о возрасте самого фундамента. Последний представляет собой сложное гетерогенное сооружение, прослеженное на протяжении более чем 8000 км побережья материка (от 12° западной долготы до 145° восточной долготы) и состоящие как из стабильных архейских щитов, так и из мобильных областей, подвергавшихся неоднократной активизации и перестройке вплоть до начала палеозоя.

Для получения надежной информации о радиологическом возрасте субстрата кристаллического фундамента Антарктической платформы было проведено свинцово-изохронное исследование кристаллических пород одного из крупнейших щитов (площадью более 1 млн. км²), установленных советскими геологами [9] на Земле Эндерби и Мак-Робертсона (45-65° восточной долготы). В строении щита по характеру и последовательности метаморфизма выделяются две региональные структурно-фациальные зоны [9].

Породы наиболее древней - Нейпирской - зоны характеризуются проявлением пироксен-гранулитовой субфации метаморфизма и представлены основными кристаллическими сланцами и эндербитами. Особенности структуры и метаморфизма позволяют сопоставлять Нейпирскую зону с древнейшими областями Земли [7, 20, 21], к которым относятся многие области Канады и Украины [8], а также с древнейшими областями кристаллических фундаментов других гондванских платформ, в частности Южной и Восточной Африки.

Породы второй - Рейнерской - зоны, окружающей Нейпирскую, представлены преимущественно чарнокитами. Рейнерская зона хорошо сопоставляется с областями развития алданского комплекса Сибирской платформы [14], беломорским комплексом Балтийского щита и др. [7, 8].

Эндербиты и пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы залегают в виде "переслаивающихся" между собой пласто- и линзообразных тел мощностью от 0,2 до 15 м и более. Эндербиты представляют собой серовато-буроватые с зеленоватым оттенком мелко-среднезернистые породы с очень слабой гнейсовидностью. Некоторые разновидности эндербитов обладают массивной текстурой, а некоторые - полосчатой. Минеральный и химический составы эндербитов характеризуются значительными вариациями: кварц - 10-50%, глино-

земистый гиперстен (с железистостью 36–57 ат.%) – 1–20%, антипертитовый плагиоклаз (с 32–45%, анортита) – 25–86%. Иногда встречается клинопироксен (до 4%) или гранат пироп–альмандинового ряда (до 5%). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, реже циркон или монацит. Вторичные минералы: роговая обманка (до 4%), биотит (до 2%), пертитовый ортоклаз или мезопартиит (до 9%), появление которых в эндербитах связано с более поздней и неравномерно проявленной чарнокитизацией. Структура эндербитов гетерогранобластовая. Сложные по форме метабласты плагиоклаза, гиперстена и кварца развиты по мелкозернистому агрегату этих же минералов. Средний химический состав эндербитов, рассчитанный по результатам анализа семи образцов, следующий (в %): SiO_2 – 67,38, TiO_2 – 0,50, Al_2O_3 – 15,55, Fe_2O_3 – 1,12, FeO – 3,59, MnO – 0,06, MgO – 2,03, CaO 4,14, Na_2O – 3,99, K_2O – 1,20, P_2O_5 – 0,16, п.п.п. – 0,28. В большинстве случаев химический состав эндербитов близок к средним химическим составам андезито–дацитов и альбитофиринов. От этих пород эндербиты отличаются главным образом повышенным содержанием кремнезема и пониженным – воды и щелочей. Плотность эндербитов колеблется от 2,73 до 2,87 г/см³, весовая влажность – 0,09–0,88%, естественная радиоактивность – 3–25 имп/мин, магнитная восприимчивость – $50\text{--}700 \cdot 10^6$ CGSM.

Пироксен–плагиоклазовые кристаллические сланцы представляют собою слабоболосчатые и преимущественно мелко- и среднезернистые породы, темно-серого цвета с буровато–зеленым оттенком, со слабо выраженной сланцеватой текстурой. Кристаллические сланцы в большинстве случаев характеризуются примерно равными количественными соотношениями плагиоклаза и темноцветных. Главные породообразующие минералы: кальцийсодержащий глиноземистый гиперстен (с железистостью 30–50 ат.%) – 5–50%, клинопироксен – 3–56% – и плагиоклаз (с 30–80% анортита) – 20–92%. Клинопироксен представлен салитом или авгитом с небольшим содержанием жадеитовой молекулы; железистость его на 5–10% ниже железистости сосуществующего с ним гиперстена. Кислые андезины имеют антипертитовое строение. Иногда в состав кристаллических сланцев входят гранатпироп–альмандинового ряда и интрагранулярный кварц. Акцессорные – апатит и магнетит. Вторичные минералы, представленные роговой обманкой, биотитом и пертитовым ортоклазом, появляются лишь в чарнокитизированных разновидностях. Для кристаллических сланцев характерны обычные гранобластовые структуры с почти изометричными формами минералов и нередко с полигональными очертаниями зерен плагиоклаза. Средний химический состав кристаллического сланца, рассчитанный по результатам девяти анализов, следующий (в %): SiO_2 – 50,95, TiO_2 – 1,18, Al_2O_3 – 13,58, Fe_2O_3 – 2,97, FeO – 9,57, MnO – 0,21, MgO – 7,66, CaO – 9,76, Na_2O – 2,39, K_2O – 0,77, P_2O_5 – 0,22, п.п.п. – 0,74. В большинстве случаев химический состав кристаллических сланцев близок к средним химическим составам базальтов или андезито–базальтов, от которых они отличаются главным образом пониженным содержанием щелочей и воды и повышенными содержаниями железа, магния и кальция. Плотность кристаллических сланцев колеблется от 2,90 до 3,31 г/см³, весовая влажность – 0,13–0,55%, естественная радиоактивность – 3–5 имп/мин, магнитная восприимчивость – $20\text{--}5600 \cdot 10^6$ CGSM.

Пробы для определения радиологического возраста были отобраны из геологически заведомо разновозрастных и наименее измененных какими бы то ни было процессами рассмотренных выше горных пород.

Геолого–петрографическая характеристика каждой из опробованных пород, условия их залегания, стратиграфическое положение и геологический возраст, а также место опробования и условия отбора проб из геологического тела приведены в табл. 1 (№ 1–6). В этой же таблице для каждой из опробованных пород отражены характер и степень интенсивности наложенных процессов.

Таблица 1

Геолого-петрографическая характеристика горных пород (Антарктическая платформа, Земля Эндерби*)

| Номер | | Название | Место взятия пробы | Минеральный состав | Геологическая характеристика опробованного тела | Условия отбора | Стратиграфическое положение, принятый геологический возраст | Характер наложенных процессов |
|-------|---------|---|-----------------------------|-------------------------------------|--|---|---|-------------------------------|
| пробы | образца | | | | | | | |
| 1 | 28 | Гранат-двопироксеновый кристаллический сланец | Гора Новогодняя, холмы Файф | Гип, Пи, Гр, Пл, (Мт, Ап) | Пластовое тело мощностью около 16 м в пачке эндербитов | Центральная часть пласта | Серия Най (нижний протерозой) | - |
| 2 | 28г | Двопироксеновый кристаллический сланец | То же | Гип, Пи, Пл, Би (Ап) | Пластовое тело полосчатой текстуры мощностью 14,5 м в пачке эндербитов | Меланократовый | То же | Слабая биотизация |
| 3 | 28д | То же | " | " | То же | Лейкократовый прослой в центральной части пласта | " | То же |
| 4 | 28е | Гранат-двопироксеновый кристаллический сланец | " | Гип, Пи, Гр, Пл (Мт, Ап) | Пластовое тело мощностью 5 м в пачке эндербитов. Залегают на пластине, представленной породами типа обр. 28г и 28д | Центральная часть пласта | " | " |
| 5 | 28а | Эндербит | " | Пл ^{ант} , Кв, Гип, Мт, Ап | Мощная пачка эндербитов с прослоями пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев | Прослойка мощностью 0,2 м в пласте пород типа обр. 28 | " | " |
| 6 | 28а | " | " | " | То же | Центральная часть пласта мощностью 10 м | " | " |

*Все пробы из коллекции Е.Н. Каменева (сбор 1971 г.).

Условные обозначения: Ап - апатит, Би - биотит, Гип - гипстерен, Гр - гранат, Кв - кварц, Мт - магнетит, Пи - пироксен ряда диопсид-геденбергит, Пл - плагноклаз.

ПОДГОТОВКА КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА К ИССЛЕДОВАНИЮ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Каждый представленный образец исследуемой пробы был обпелен алмазной пилой. Совершенно чистые части образцов без поверхностных загрязнений дробили и истирали до пудры в герметически закрытом агатовом истирателе. Каждую пробу квартовали, одну часть анализировали на содержание урана, тория и свинца в ИГЕМ, другую — на те же элементы во ВСЕГЕИ. В процессе подготовки проб к анализу и в процессе анализа принимали специальные меры по предотвращению загрязнения проб.

Методика обработки проб и определения в них изотопного состава свинца рассмотрена ранее [23, 24]; содержания свинца определяли спектрофотометрическим методом (ошибка не более $\pm 3\%$). Масс-спектрометрический анализ выполняли на масс-спектрометре МИ-1309 методом мермоионной эмиссии с использованием в качестве эмиттера алюмосиликата. Количество свинца для анализа составляло от 5 до 40 мкг. Примерно 50% проб измеряли дважды. В качестве стандарта использовали галенит-70. Воспроизводимость по всем изотопным отношениям 0,4%. Она обусловлена главным образом неопределенностью измерения массы Pb^{204} . Содержание урана и тория проведено спектрофотометрическим методом А.Д. Искандеровой, продублировано рентгено-спектральным методом на ФРС-2 (по четыре независимых определения, руководитель В.Н. Топорский) и на ФРА-4 (от четырех до десяти независимых определений, руководитель Н.В. Голубев). Кроме того, содержание урана определено также люминесцентным путем по методу Быковой (аналитик Н.А. Степкова), а тория — химическим методом (аналитик К.У. Гумбар). Полученные средние выборочные содержания урана, тория и свинца приведены в табл. 2. При наличии больших расхождений в содержании указанных элементов, определенных разными методами, за основу принимали значения, полученные спектрофотометрическим способом.

Как видно из табл. 2, в которой приведены результаты средних выборочных значений определений содержаний урана, тория, свинца и его изотопов, вариации изотопных отношений составляют 5–10%, что позволяет оценить возраст пород, поскольку, по геологическим данным, пробы характеризуют породы одного геологического возраста и генезиса.

Эти же образцы были переданы на предмет стронциевого датирования профессору Техасского университета в Далласе Мартину Халперну. Анализы им проводились только один раз, так как полученные результаты не стимулировали проведения повторных исследований. Для разделения форм нахождения свинца [22] из двух образцов эндербитов (28а, 28в) осуществлялась также фракционная возгонка свинца в вакууме при различных температурах. Наблюдаемое при этом смещение изотопного состава свинца [22, 24] по сравнению с изотопным составом валового свинца в принципе аналогично смещению изотопного состава свинца в различных минеральных составляющих породы, поскольку форма нахождения радиогенных изотопов свинца практически одинакова, а их фракционирования в процессе возгонки не может быть. Это обстоятельство позволяет строить внутреннюю изохрону в координатах Pb^{207}/Pb^{204} – Pb^{206}/Pb^{204} совершенно так же, как обычно строится изохрона по мономинералам, выделенным из одного куска породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Антарктическая платформа. Все измеренные образцы несколько аномальны по Pb^{207} . На диаграмме Pb^{207}/Pb^{204} – Pb^{206}/Pb^{204} результаты свинцово-свинцовых отношений располагаются значительно выше геохроны (см. рис. 1). Подобные явления наблюдаются для рудных свинцов лишь в 1–2% случаев. Они характерны для метеоритных свинцов.

Таблица 2

Распространенность урана, тория, свинца и их изотопные отношения в породах Земли Эндерби (Антарктиды) и Охотского массива (СССР)

| Номер пробы | Номер образца | Содержание, г/т | | | Изотопный состав | | | | Р ²⁰⁴ , г/т | Атомные отношения, Р ²⁰⁴ = 1 | | | | | |
|--|---------------|-----------------|-------|------|------------------|-------|-------|-------|---------------------------|---|-------|--------|-------|-------|-------|
| | | U | Th | Pb | 204 | 206 | 207 | 208 | | 206 | 207 | 208 | 238 | 235 | 232 |
| <i>Кристаллические сланцы (гора Новогодняя, холмы Файф, Земля Эндерби)</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 28 | 0,70 | 2,2 | 7,0 | 1,355 | 22,36 | 21,76 | 54,53 | 0,0949 | 16,52 | 16,08 | 40,29 | 6,32 | 0,046 | 20,39 |
| 2 | 28г | 0,83 | 0,8 | 10,6 | 1,407 | 23,52 | 22,79 | 52,28 | 0,1491 | 16,72 | 16,20 | 37,16 | 4,77 | 0,035 | 4,72 |
| 3 | 28д | 0,70 | 0,5 | 4,2 | 1,535 | 24,59 | 22,47 | 51,60 | 0,0561 | 18,42 | 16,83 | 38,65 | 10,69 | 0,077 | 7,68 |
| 4 | 28с | 0,90 | 1,5 | 7,5 | 1,409 | 23,00 | 22,85 | 52,74 | 0,1057 | 16,32 | 16,22 | 37,43 | 7,30 | 0,053 | 12,72 |
| <i>Эндербиты (там же)</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5 | 28а | 0,50 | 1,4 | 5,0 | 1,343 | 23,88 | 22,43 | 52,35 | 0,0672 | 17,78 | 16,70 | 38,98 | 6,36 | 0,046 | 18,85 |
| 6 | 28в | 3,0 | 106,0 | 25,5 | 0,478 | 14,06 | 10,27 | 75,19 | 0,1219 | 29,39 | 21,46 | 157,11 | 21,11 | 0,153 | 7,64 |
| <i>Кристаллические сланцы (Охотский массив)</i> | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 145 | - | 6,6 | 9,9 | 1,391 | 24,07 | 21,61 | 52,92 | 0,1377 | 17,30 | 15,53 | 38,06 | - | - | 42,2 |
| 8 | 147 | 2,64 | 5,8 | 7,9 | 1,397 | 22,81 | 21,34 | 54,44 | 0,1106 | 16,33 | 15,28 | 38,99 | 19,59 | 0,142 | 46,0 |
| 9 | 148/1 | 0,48 | 4,0 | 5,3 | 1,370 | 22,87 | 21,61 | 54,14 | 0,0723 | 16,70 | 15,78 | 39,53 | 56,89 | 0,041 | 48,5 |
| 10 | 150/2 | 0,80 | 1,8 | 3,3 | 1,414 | 23,89 | 22,10 | 52,60 | 0,0467 | 16,88 | 15,63 | 37,19 | 14,78 | 0,106 | 33,9 |
| 11 | 150/3 | 2,80 | 3,4 | 3,3 | 1,263 | 23,24 | 20,49 | 55,00 | 0,0417 | 18,40 | 16,22 | 43,54 | 57,37 | 0,417 | 71,5 |

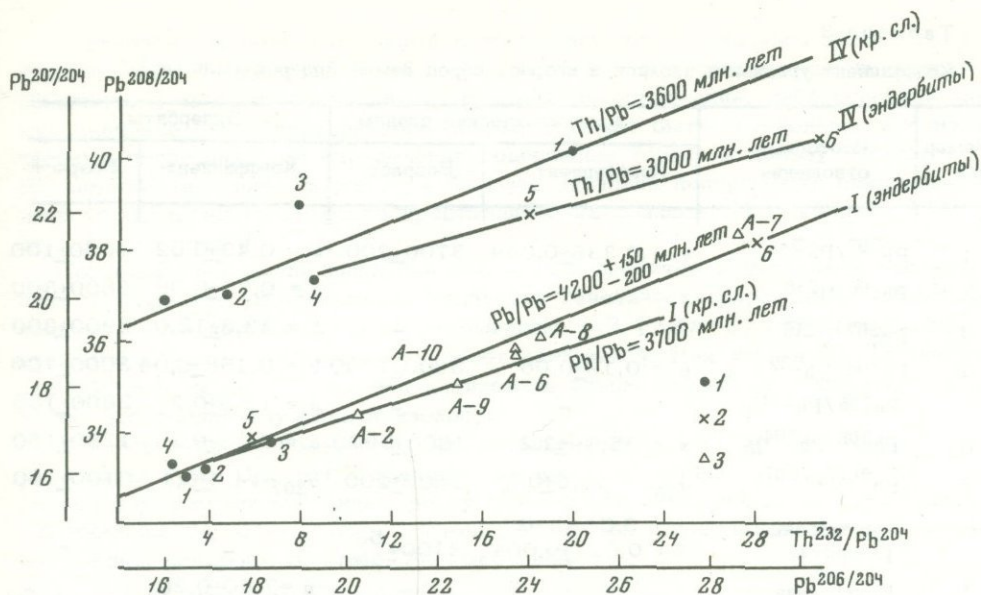


Рис. 1. Свинцово-свинцовые (Iэ и I кр. сл.) и ториево-свинцовые (IV а и IV кр. сл.) изохроны основных кристаллических сланцев (I кр. сл. и IV кр. сл.) и эндербитов (Iэ и IVэ) Земли Эндерби

1 - изотопные отношения в кристаллических сланцах; 2 - в эндербитах; 3 - изотопные отношения фракционных возгонов Pb из эндербитов. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1 и 2, а римские номера - изохронам в табл. 3

Результаты изотопного состава свинца всех кристаллических сланцев укладываются на одну изохрону $Pb^{207}/Pb^{204} - Pb^{206}/Pb^{204}$ с возрастом 3700 ± 200 млн.лет [рис. 1, изохрона I]. Эта изохрона совпадает в пределах погрешности измерения с изохроной эндербитов холмов Файф с возрастом 4000 ± 100 млн.лет (рис. 1, изохр. I энд.). Это свидетельствует о генетической связи, существующей между данными группами пород, а также в том, что истинный возраст должен быть равен (или быть больше) возрасту, полученному по 207/206 (см. табл. 3, № 1). Действительно, согласованный возраст в координатах

$$\frac{Pb^{206}/Pb^{204}}{U^{238}/Pb^{204}} = \frac{Pb^{207}/Pb^{204}}{U^{235}/Pb^{204}}$$

порядка 4000 млн.лет при времени последнего привноса урана в 0 млн.лет. Этот возраст (4000 млн.лет) определен с большой погрешностью (± 1000 млн.лет), обусловленной погрешностями четырех серий изотопных разностей, по которым производился расчет. Ториевый возраст (рис. 1, изохр. IV к.с.; табл. 3, № 4) в пределах ошибки совпадает с "согласованным свинцовым изохронным (рис. 1, изохр. I к.с.; табл. 3). Все это дает основание допустить, что исследованные породы чрезвычайно древние, имеют возраст порядка 4000 млн. лет и можно принять его в качестве возраста, близкого ко времени формирования кристаллических сланцев.

Эндербиты холмов Файф имеют такую же изотопную структуру, как и кристаллические сланцы. Совпадение изотопных возрастов по отношениям 207/206, 206/238 и 207/235 в пределах ± 100 млн.лет при среднем возрасте в 3900 млн.лет однозначно свидетельствует в пользу достоверности этого значения возраста (табл. 3, 1-3; рис. 1, изохрона Ia). Эти породы не изменялись и не подвергались существенному метаморфическому преобразованию со времени образования до наших дней.

Таблица 3

Коэффициент уравнений изохрон и возраст пород Земли Эндерби (млн.лет)

| Номер п/п | Изотопные отношения | Кристаллические сланцы | | Эндербиты | |
|-----------|---------------------------------------|--|--------------------------|---|--------------------------|
| | | Коэффициент | Возраст | Коэффициент | Возраст |
| 1 | $Pb_{\Gamma}^{207}/Pb_{\Gamma}^{206}$ | $b = 0,336 \pm 0,044$ | 3700 ± 200 | $b = 0,43 \pm 0,02$ | 4000 ± 100 |
| 2 | $Pb_{\Gamma}^{206}/U^{238}$ | - | - | $b = 0,79 \pm 0,06$ | 3800 ± 300 |
| 3 | $Pb_{\Gamma}^{207}/U^{235}$ | - | - | $b = 43,3 \pm 12,0$ | 3900 ± 300 |
| 4 | $Pb_{\Gamma}^{208}/Th^{232}$ | $b = 0,19 \pm 0,06$ | 3600 ± 1000 | $b = 0,158 \pm 0,04$ | 3000 ± 700 |
| 5 | $(Pb^{206}/Pb^{204})_0$ | - | - | $a = 12,8 \pm 0,2$ | 2800 ± 100 |
| 6 | $(Pb^{208}/Pb^{204})_0$ | $a = 35,79 \pm 2,2$ | 1600 ± 1000 | $a = 36,5 \pm 0,3$ | 1250 ± 150 |
| 7 | $(Pb^{206}/Pb^{207})_0$ | $a_{207} = 15,6 \pm 0,1$ | 2800 ± 200 | $a_{207} = 14,6 \pm 0,1$ | 3100 ± 200 |
| 8 | Согласованные разности | $a = 0,04 \pm 0,10$ $b = 0,017 \pm 0,004$ | 4100 ± 500 -200 | - | - |
| 9 | Внутренняя изохрона | - | - | $a = 7,50 \pm 0,20$ $b = 0,478 \pm 0,08$ | 4200 ± 150 -200 |
| 10 | Суммарная изохрона | - | - | $a = 8,57 \pm 0,31$ $b = 0,437 \pm 0,03$ | 4100 ± 100 |

1 - 4 - номера изотопных отношений, характеризующихся соответствующими изохронами; возраст вычислен по величине угла наклона изохроны.

5-7 - номера изотопных отношений, по которым вычислен модельный возраст (коэффициент "а" характеризует первичные отношения изотопов свинца, возраст вычислен по модели Рассела, Фаркуара и Камминга).

8 - возраст кристаллических сланцев вычислен по соотношениям $\Delta Pb^{207}/U^{235} - \Delta Pb^{206}/U^{238}$, нормированным по Pb^{204} .

9 - возраст эндербитов вычислен на основании данных табл. 4 по изохроне 207/204-206/204, фракционная возгонка свинца - из обр. 28в.

10 - суммарная изохрона по всем изотопным отношениям эндербитов.

Таблица 4

Изотопный состав Pb различных фракций возгонок эндербита 28в*

| Фракция | Температура возгонки, °C | Время возгонки | Количество выделенного свинца, мкг | Изотопный состав, $Pb^{204} = 1$ | | |
|---------|--------------------------|-----------------|------------------------------------|----------------------------------|-------|--------|
| | | | | 206 | 207 | 208 |
| A-1 | 650 | 30 мин. | 20 | - | - | - |
| A-2 | 650 | 10 час. | 10 | 20,29 | 17,36 | 54,92 |
| A-3 | 700 | 1 час 15 мин. | 6 | - | - | - |
| A-4 | 800 | 1 час | 7 | - | - | - |
| A-5 | 800 | 6 час | 10 | - | - | - |
| A-6 | 900 | 1 час | 15 | 23,76 | 18,68 | 100,70 |
| A-7 | 1000 | 11 час. 30 мин. | 171 | 28,68 | 21,37 | 154,52 |
| A-8 | 1000 | 5 час. 45 мин. | 100 | 24,36 | 19,17 | 104,75 |
| A-9 | 1100 | 1 час 55 мин. | 90 | 22,45 | 18,11 | 85,26 |
| A-10 | 1100 | 12 час. 30 мин. | 80 | 23,75 | 18,75 | 102,99 |

Изохронный возраст - 4200 ± 150
 -200 млн.лет.

*Обр. 28в представляет собой другой кусок образца 28в, т.е. фактически является самостоятельной пробой.

Свинцово-ториевый изохронный возраст эндербитов оказался значительно меньше (рис. 1, изохрона № эн, табл. 3, № 4). Это обстоятельство может объясняться наложением недавней ториевой минерализации, либо подобное меньшее значение свинцово-ториевого возраста может быть обусловлено аналитическими погрешностями определения содержания тория. В пользу последнего предположения свидетельствует и большее значение погрешности свинцово-ториевого изохронного возраста кристаллических сланцев (см. табл. 3, № 4; рис. 1, изохрона I к.с.).

Поскольку мы имели лишь два образца эндербитов холмов Файф, осталось подозрение, что они могли оказаться генетически различными и полученные совпадения возраста по отношениям 1-3 (табл. 3) случайны, а полученный возраст 3800-4000 млн. лет кажущийся. Для того чтобы проверить это обстоятельство, мы решили датировать единичный образец эндербита 28в путем построения внутренней изохроны.

Для этого была произведена фракционная возгонка (табл. 4). Как видно из графика (рис. 1), точка фракционных возгонов свинца располагается с довольно хорошим приближением вокруг суммарной изохроны в 4100 ± 100 млн. лет, построенной по всем данным изотопного состава свинца эндербитов. Уравнение внутренней изохроны обр. № 28в имеет вид

$$y = (7,50 \pm 0,2) + (0,478 \pm 0,08) x$$

и соответствует возрасту 4200^{+150}_{-200} млн. лет, что в пределах погрешности совпадает с данными изотопных возрастов эндербитов.

Помимо изохронных для исследованных пород были установлены также модельные возрасты (см. табл. 3, № 5-7); их находили исходя из предположения о том, что первичный свинец (коэффициент "а"), попавший в породу в момент ее образования, до этого подчинялся общим законам изменения изотопных отношений, характерных для земной коры в целом. Вычисленные модельные возрасты значительно меньше соответствующих изохронных, что может быть связано с региональными вариациями свинцово-уранового и свинцово-ториевого отношений материнского субстрата и обусловленными ими отличиями в развитии изотопов свинца от таковых, принимаемых для земной коры в целом.

В табл. 5 приведены рубидий-стронциевые изотопные данные. Для наглядности они нанесены на диаграмму (рис. 2). Как видно из рис. 2, анализируемый материал не выглядит как система, оставшаяся закрытой в отношении рубидия и стронция. Очень низ-

Рис. 2. Рубидиево-стронциевые изохроны эндербитов основных кристаллических сланцев Земли Эндерби

1 - изотопные отношения в кристаллических сланцах;
2 - в эндербитах. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1-3

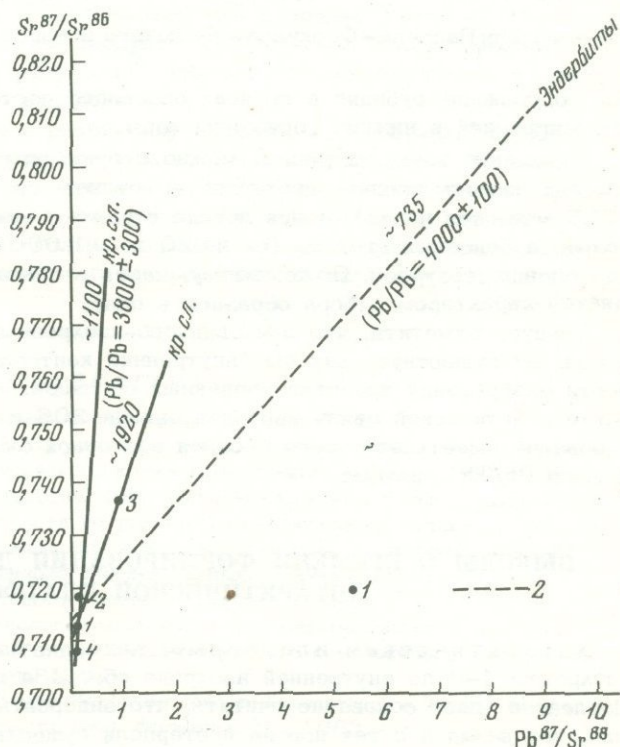


Таблица 5

Результаты определения содержания рубидия, стронция и их изотопов*

| Номер пробы | Номер образца | Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Pb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Pb ⁸⁷ , г/т | Sr ⁸⁶ , г/т |
|-------------|---------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------|------------------------|
| 1 | 28 | 0,7120 | 0,072 | 0,0076 | 0,119 |
| 2 | 28г | 0,7164 | 0,083 | 0,0119 | 0,144 |
| 3 | 28д | 0,7372 | 0,860 | 0,0434 | 0,0504 |
| 4 | 28е | 0,7078 | 0,0253 | 0,0035 | 0,140 |
| 5 | 28а | 0,7157 | 0,051 | 0,0066 | 0,130 |
| 6 | 28в | 0,8160 | 9,28 | 1,075 | 0,116 |

* Определения выполнены профессором Техасского университета в Далласе Мартином Халперном.

Таблица 6

Коэффициенты уравнений изохрон и возраста пород Охотского срединного массива

| Но- мер п/п | Изотопные отношения | Коэффициенты изохрон | | Возраст, млн. лет | |
|-------------------|--|----------------------|------------|-------------------|----------------|
| | | " б " | " а " | изохрон- ный | модель- ный |
| 1 | Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶ | 0,432±145 | | 4100±400 | - |
| 2 | $\frac{Pb^{206}/U^{238}}{Pb^{207}/U^{235}} Pb^{204}$ | 0,012±0,005 | 0,022 | 4550±600 | - |
| 3 | Pb ²⁰⁸ /Th ²³² | 0,173±0,013 | 31,02±0,36 | 3300±300 | 3200±300 |

* По модели Рассела - Фаркуара - Камминга возраст превышает 3200 млн. лет.

кое содержание рубидия в гнейсах основного состава, возможно, объясняется его миграцией в нижние горизонты коры.

Формально точки на рис. 2 можно сгруппировать вокруг изохрон. Одну из них можно проинтерпретировать, связав со временем диафореза (735 млн. лет назад), а две другие отражают нижний и верхний пределы возраста основных гнейсов (от 1920 до 11 000 млн. лет). Верхний предел, безусловно, абсурден. По-видимому, часть возникающих проблем определяется характером отбора образцов в поле.

Следует отметить, что для свинцово-изохронных методов датирования (табл. 6) существует как бы "внутренний контроль", позволяющий произвести разбраковку проанализированных образцов. Этот контроль основан на факте генетической связи изотопов свинца 206 и 207. Стронциевое же датирование имеет дело всего с одной изотопной системой, аналогично, например, Pb/Th системе.

ВЫВОДЫ О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД АНТАРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Антарктическая платформа. Как видно из табл. 3, для эндербитов по изохронам 1-3 по внутренней изохроне обр. 23в наблюдается хорошее согласие. Последнее дает основание считать, что эндербиты образовались 4000±200 млн. лет назад и с тех пор не претерпели существенных изменений. Кристал-

лические сланцы образовались в то же время, но наложенные процессы метаморфизма привели к значительно более интенсивному выносу свинца или приносу урана. Тем не менее возраст по изохроне 1, равный 3700 ± 200 млн. лет (табл. 3), возможно, близок к истинному. Но тем не менее он, по-видимому, несколько занижен. Поэтому можно полагать, что и эндербиты, и кристаллические сланцы образовались в одно и то же время — 4000 ± 200 млн. лет. назад.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что древнейшие породы Антарктической платформы были сформированы уже в позднем аэе примерно 4000 ± 200 млн. лет назад в результате излияний лав андезито-базальтового состава, которые были превращены в процессе древнейшего метаморфизма гранулитовой фации в основные кристаллические сланцы и эндербиты. Время этого метаморфизма в пределах погрешности метода оценивается значением возраста того же порядка (3800 ± 300 млн. лет).

Учитывая, что возраст Земли никак не может превышать 4,7 млн лет, можно считать, что полученные значения возраста кристаллических пород Земли Эндерби, равные 4000 ± 200 млн. лет, свидетельствуют о том, что первичные породы этого комплекса представляли собой одно из ранних вулканогенных образований Земли. Возможно, именно этим обусловлено закономерное обогащение исследованных свинцов кристаллических сланцев и эндербитов свинцом-207 (табл. 2, № 1-6) по сравнению со средним изотопным составом свинца земной коры, устанавливаемым по рудным свинцам и экстраполируемым в прошлое, начиная с 3 млрд. лет [24]. Подобный изотопный состав свинца древнейших пород может быть одним из свидетельств в пользу гетерогенности подкорового материнского субстрата в позднем аэе, в то время как в послеазойское время произошло некоторое усреднение подкорового субстрата в латеральном измерении по крайней мере в отношении Pb/U [13, 15, 24]. Возможно, именно этим обусловлен и факт отсутствия пересечения свинцово-свинцовой изохроной контура изотопного состава современного свинца, в то время как все послеазойские магматические породы характеризуются подобным пересечением [23].

Полученные данные о возрасте супракратальных метавулканогенных комплексов Антарктической платформы (Земля Эндерби) свидетельствуют о том, что древнейшие породы Земли формировались уже в позднем аэе $4200-3800$ млн. лет назад, представляя собой продукты излияний лав андезито-базальтового состава, превращенные в результате древнейшего метаморфизма в основные кристаллические сланцы и эндербиты.

Эти данные в совокупности с ранее полученными [2, 3, 10, 26, 28, 30, 31, 33] свидетельствуют в пользу пересмотра схемы периодизации и геохронологической шкалы докембрия [18], а также в пользу космогеологических представлений о формировании Земли и ее геосфер из первоначально гетерогенного по составу вещества [18, 24]. Только подобная модель может удовлетворительно объяснить развитие геологических процессов на заре существования Земли как планеты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Войткевич Г.В. Краткий справочник по геохимии. "Недра", 1970.
2. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Сравнительная геохронология докембрийских образований Енисейского кряжа и Восточного Саяна. — В сб.: IV Научная отчетн. конференция геологич. факультета Моск. ун-та. Тезисы докл., 1969.
3. Герлинг Э.К. Вычисление возраста по уран-ториево-свинцовому методу глубокометаморфизованных пород, испытавших более поздние процессы омоложения. — В кн.: Интерпретация несходящихся радиологических данных. "Наука", 1973.
4. Гриберг Г.А. Докембрий Охотского массива. "Наука", 1968.
5. Загрузина И.А. и др. Геохронология магматических, метаморфических и рудных образований Северо-Востока. — Труды Северо-Восточного комплексного н.-и. ин-та СО АН СССР, вып. 30. Магадан, 1967.
6. Крылов А.Я. Возраст пород Земли Королевы Мод в Антарктиде. — Труды XI сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1963.

7. Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. – Геотектоника, 1970, № 2.
8. Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники. – В сб.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. Изд-во АН СССР, 1963.
9. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Гидрометеоиздат, 1972.
10. Рудник В.А., Соботович Э.В., Терентьев В.М. Об архейском возрасте древнейших пород алданского комплекса. – Докл. АН СССР, 1969, 188, № 4.
11. Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте пород тимптонской и джелтулинской серии Алданского шита. – Докл. АН СССР, 1969, 189, № 3.
12. Рудник В.А., Соботович Э.В. О возрасте полиметаморфических комплексов Алданского шита. – Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.
13. Рудник В.А., Соботович Э.В., Искандерова А.Д. Свинцово-свинцовые отношения как основа периодизации докембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
14. Рудник В.А., Соботович Э.В. Последовательность геологических событий в докембрии Алданского шита. – Докл. АН СССР, 1971, 200, № 4.
15. Рудник В.А., Соботович Э.В. Расчленение полиметаморфических комплексов на основе свинцово-изотопных исследований. – В кн.: Материалы к Международному геохимическому конгрессу, М., 1971.
16. Рудник В.А., Соботович Э.В. Свинцово-изохронный метод стратиграфического анализа. – Докл. АН СССР, 1971, 199, № 4.
17. Рудник В.А. Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. – В кн.: Геохронология СССР, т. 1. Л., "Недра", 1973.
18. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. Л., "Недра", 1973.
19. Рудник В.А., Соботович Э.В. Свинцово-изотопные исследования как основа историко-геологического анализа и генетического расчленения горных пород докембрия. "Недра", 1973.
20. Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья 1. Общие положения. Возрастные границы групп докембрия Балтийского шита и Украинского кристаллического массива. – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отдел геол., 1970, 45, № 4.
21. Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статья 2. Возрастные границы группы докембрия Канадского шита и Южной Африки. – Там же, № 5.
22. Старик И.Е., Соботович Э.В., Ловцюс Г.П. Разделение химических форм свинца пирохимическими методами. – Бюлл. Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций, 1961, вып. IV.
23. Соботович Э.В. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.
24. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, 1970.
25. Соботович Э.В., Рудник В.А. Изотопный состав свинца горных пород как критерий их генетического и стратиграфического расчленения. – В кн.: Тезисы докладов к III Всесоюзному симпозиуму по применению стабильных изотопов в геохимии. М., 1970.
26. Соботович Э.В., Рудник В.А. Истинный и кажущийся возраст пород алданского комплекса. – Докл. АН СССР, 1971, 192, № 4.
27. Соботович Э.В. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского шита и их радиологическая интерпретация. – В кн.: Интерпретация несходящихся радиологических данных. "Наука", 1973.
28. Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков, изд. 2-е. "Наука", 1973.
29. Black L.P. et al. Isotopic dating of very early precambrian amphibolite Saces gneisses from the gadthaab district, W.Gzenland. Early and planet. Sci. Zetter, 1971, 12, N 3.
30. Sarkar S.N., Saha A.K., Miller J.A. Geochronology of the Pre-Cambrian rocks of Singhbhum and adjacent regions, Eastern India, r.r. 15-45. Geol. Mag., 1969, 106, N 1.
31. Tilley C.E. Enderbite a new member of the charnockite series. – Geol. Mag., 1936, 73, N 7.

ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКАЯ ШКАЛА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (состояние вопроса)

Создание геохронометрической шкалы четвертичного периода в едином масштабе "абсолютного" летоисчисления — одна из насущных задач современной геологии. Имея в руках подобную шкалу, геологи-четвертичники получают возможность разработать детальную схему периодизации геологических событий и сравнивать, как эти события одновременно протекают на отдаленных одна от другой территориях. А это, несомненно, является зологом для понимания истинных закономерностей развития Земли в последний этап ее формирования, который смыкается с современностью, т.е. с тем временем, в котором живем мы сами.

Как же обстоят дела в этом отношении?

Продолжительность четвертичного периода оценивается различно в зависимости от того, где проводить его нижнюю границу. В СССР существуют две основные точки зрения на положение этой границы. Согласно первой, официально принятой, она проводится под бакинскими и чаудинскими отложениями Понто-Каспия. В этом случае продолжительность четвертичного периода будет составлять около 0,7 млн. лет. Согласно второй точке зрения, четвертичный период рассматривается в более широком объеме. Его нижняя граница проводится под апшероном в СССР и под морскими калабрийскими отложениями и их аналогами — в Западной Европе в соответствии с решениями XXIV сессии МГК в 1972 г. в Канаде. В этом случае продолжительность четвертичного периода будет составлять около 1,8 млн. лет. Некоторые исследователи опускают границу еще ниже. Так или иначе, но интервал времени, который изучается геологами-четвертичниками — очень короткий по сравнению с остальными геологическими периодами и исчисляется не миллионами, а сотнями тысяч лет.

Хорошо известно, что именно этот интервал времени наиболее труден для датирования радиологическими методами. Да и сами методы, применяемые для молодых четвертичных образований, отличаются от методов датирования древних формаций. Последние опираются на сравнение количества накопленного стабильного продукта распада и материнского радиоактивного вещества, в то время как первые используют только сам распад радиоэлементов, поскольку в молодых образованиях еще не успевают накопиться достаточного количества продуктов распада. Именно в силу этого, например, калий-аргоновый метод практически недоступен для датирования объектов, имеющих возраст в десятки и первые сотни тысяч лет; чем моложе калий-аргоновые методы, тем они менее надежны.

Радиоуглеродный метод, несмотря на ряд преимуществ, имеет очень ограниченный возрастной предел, а методы датирования по неравновесному урану ограничены малой распространенностью в природе пригодного для них материала.

На чем же строится геохронологическая шкала, разработка которой невзирая на все трудности весьма успешно продолжается?

Прежде всего следует сказать, что при разработке "абсолютной" геохронометрической шкалы четвертичного периода кроме радиоизотопных методов датирования широко используется и ряд методов, не имеющих непосредственного отношения к определению возраста четвертичных отложений, но позволяющих строить самостоятельные геохронометрические шкалы и производить широкие корреляции. Если эти шкалы будут так или иначе привязаны к шкале "абсолютного" летоисчисления, то подобные корреляции позволят косвенно определить возраст осадков в изучаемом стратиграфическом разрезе, что в итоге способствует уточнению единой геохронометрической шкалы.

Наиболее хорошо известным примером подобного косвенного метода датирования четвертичных отложений может служить палеомагнитный метод, широко

применяемый как за рубежом, так и у нас. В качестве эталона используется шкала Кокса 1969 г., дополненная Далримплом в 1972 г. Она опирается на большое число калий-аргоновых датировок из различных частей Земного шара.

Большое число так называемых косвенных методов используют различные системы информации о неоднократных изменениях климата, составляющих одну из главных особенностей четвертичного периода. Сюда относятся так называемый палеотемпературный метод, использующий отношения O_{18}/O_{16} в скелетах морских организмов или в континентальных ледяных телах. В эту же группу можно включить и широкий круг биостратиграфических методов как для континентальных, так и для морских отложений. Все они опираются на эволюционные изменения живых организмов в зависимости от экологической обстановки их обитания, определяемой прямо или опосредствованно теми же колебаниями климата.

В континентальных областях наиболее чувствительна к изменениям климата растительность. Именно с помощью палеоботанического, в первую очередь спорово-пыльцевого, метода построена весьма дробная хроностратиграфическая шкала позднего антропогена (в особенности голоцена), привязанная с C^{14} -датами. Для более крупных изменений климата, происходивших в ранние отрезки четвертичного периода на континентах, используются и другие биостратиграфические методы, основанные на изучении фауны мелких и крупных млекопитающих, малакофауны и т.д.

Особенно широкое применение биостратиграфические методы имеют для океанических областей. Морские макро- и микроорганизмы крайне чувствительны к малейшим изменениям условий обитания, в первую очередь — к изменениям температуры и плотности воды. Последние связаны преимущественно с поступлением в океан пресных вод от таяния ледников и, таким образом, косвенно определяются теми же климатическими изменениями.

В настоящее время разработано несколько хроностратиграфических схем, в основе которых лежит климатическая интерпретация изменений органических остатков глубоководных отложений — по фораминиферам, нанопланктону, диатомовым водорослям и т.д. Некоторые из них могут быть привязаны к палеомагнитной шкале и тем самым косвенно — к шкале абсолютного летоисчисления. Большинство из них, в частности широко распространенная экологическая шкала Эриксона и Воллина и изотопно-температурная шкала Юри-Эмилиани, опирается на радиометрическое датирование верхних частей колоннок и экстраполяцию в глубь скоростей осадконакопления, а также на сравнение с континентальной климатохронологией. Естественно, что это нередко приводит к существенным расхождениям в возрастной интерпретации различных палеотемпературных и палеоэкологических кривых. Существуют разночтения и в интерпретации палеомагнитных данных как для континентальных, так и для океанических областей. Все это свидетельствует прежде всего о недостатке радиометрических данных для обоснования этих шкал.

И тем не менее несмотря на имеющиеся противоречия, несовершенства и проблемы обильно поступающий новый материал из самых различных областей Земного шара создает реальные предпосылки для разработки хроностратиграфической схемы четвертичного периода в едином масштабе "абсолютного" летоисчисления. Значительные успехи достигнуты для верхов четвертичной системы. В настоящее время существует целый ряд очень дробных C^{14} -шкал для некоторых регионов, в том числе и в нашей стране. Естественно, что для всего антропогена пока еще отсутствует столь дробная и надежная шкала, но и в этом отношении у нас достигнуты значительные успехи.

Предлагаемый вниманию новый проект хроностратиграфической схемы четвертичного периода или антропогена составлен в масштабе "абсолютного" летоисчисления с использованием большого числа прямых и косвенных методов датирования и с учетом все новых датировок.

Согласно этой схеме, основание четвертичной схемы (калабрия) датируется 1,65–1,85 млн. лет, что отвечает эпизоду "Гилса" палеомагнитной шкалы. Граница эоплейстоцена и плейстоцена (апшерона и баку) совпадает с последней

палеомагнитной инверсией Магуяма - Брюнес и датируется около 0,7 млн. лет. Таким образом, весь плейстоцен совпадает с эпохой нормальной намагниченности Брюнес, внутри которой намечается несколько кратковременных инверсий (эпизодов).

Граница между ранним и средним плейстоценом проводится под лихвинским горизонтом (MR альпийской шкалы) и датируется примерно 350 тыс. лет.

Граница между средним и поздним плейстоценом проходит под микулинским горизонтом (R-W альпийской шкалы) и датируется большинством исследователей 130-120 тыс. лет. На это время падает наиболее высокое стояние уровня Мирового океана, установленное при помощи датирования по неравновесному урану кораллов из самых различных частей океанического бассейна. Согласно этим же данным, верхнюю границу микулинского межледниковья можно датировать примерно 95 тыс. лет.

В позднем плейстоцене выделяются две ледниковые эпохи и разделяющий их неледниковый интервал от 50 тыс. лет или немного более 24 тыс. лет. Граница между плейстоценом и голоценом проводится около 10,3 тыс. лет. Как отмечалось, исследования последних лет позволили разработать весьма детальные радиоуглеродные шкалы для ряда регионов, которые в целом хорошо согласуются между собой.

Несмотря на успехи в разработке "абсолютной" геохронологии четвертичного периода, мы до сих пор все же имеем дело с различными шкалами, построенными с помощью разных методов; нередко они не согласуются между собой. Ближайшая задача состоит в их согласовании и создании единой геохронометрической шкалы антропогена.

ГЛАВНЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

В докембрии Украинского щита неоднократно проявлялись метаморфические, магматические и метасоматические процессы, обусловившие минеральные преобразования кристаллических пород. Поэтому воссоздание геологической истории докембрия и особенно выяснение стратиграфической последовательности докембрийских образований связаны с большими трудностями. Решение этой сложной проблемы может быть успешным только при комплексном сочетании геологических и радиологических исследований. При установлении геохронологических рубежей докембрия Украинского щита авторы стремились соблюдать этот принцип.

Надо отметить, что в 1971–1972 гг. на страницах геологического журнала публиковались материалы дискуссии по стратиграфии докембрия Украинского щита. Эта дискуссия показала, что разработанная УМСК стратиграфическая схема докембрия Украинского щита имеет много недостатков. Стало также очевидно, что некоторые авторы защищают частные схемы, основанные на одностороннем подходе к расчленению докембрия с использованием только геологических, петрологических или геохимических критериев; причем для расчленения докембрия обычно тем или иным исследователем принимается какой-то один критерий; более того, иногда используется один и тот же подход, скажем формационный анализ, в результате чего различными исследователями создаются резко различающиеся стратиграфические схемы.

Односторонний подход к расчленению докембрия – основная причина существования большого количества стратиграфических схем по докембрию Украинского щита.

Поэтому комплексный подход к разработке стратиграфической схемы, тесное сочетание геологических и радиологических данных – единственный путь создания унифицированной стратиграфической схемы.

Для выделения геохронологических рубежей докембрия Украинского щита использован большой геологический и радиологический материал, полученный в последние годы геологами и радиологами Украины. Полностью этот материал будет изложен в работе "Научные основы и критерии поисков черных и цветных металлов на Украине", которая скоро выйдет в свет. Здесь же остановимся лишь кратко на геологических и радиологических данных, которые имеют прямое отношение к выделению геохронологических рубежей.

В пределах докембрия Украинского щита намечаются четыре крупных структурно-геохронологических этажа или четыре крупных мегащита (в соответствии с терминологией Н.П. Семенова). В пределах каждого геохронологического этажа выделены более мелкие подразделения, получившие наименование геохимических провинций, которых насчитывается до 20. Названия этим провинциям даны по главным комплексам или формациям пород, наиболее распространенным на той или иной территории.

Остановимся на главных геохронологических рубежах докембрия Украинского щита. Прежде всего геохронологические рубежи могут быть разделены на достоверные и предполагаемые. Достоверные – это те геохронологические рубежи, которые обоснованы геологическими данными и реперными изотопными данными (под последними понимаются сходящиеся значения возраста сосуществующих минералов, выделенных из одной породы).

Среди достоверных геохронологических рубежей можно выделить три (снизу вверх).

Верхняя возрастная граница формирования конкской серии. Эта граница доказывается как геологическими, так и радиологическими данными. Метоморфи-

ческие породы конкской серии рассекаются гранитами днепровского комплекса, возраст которых охарактеризован многочисленными изотопными датами по радиоактивным акцессорным минералам — монашиту, циркону, ортиту и др. Их возраст 2850 ± 150 млн. лет. Такие же даты получены и по амфиболам. Имеются многочисленные реперные даты, характеризующие этот геохронологический рубеж.

Второй установленный или достоверный геохронологический рубеж относится к заключительному этапу формирования метаморфических пород криворожской и тетереvской серий. В западной части Украинского щита отчетливо видны взаимоотношения между метаморфическими породами тетереvской серии и гранитами житомирского и коростышевского типов. Последние образуют согласные или секущие тела и наблюдаются только в пределах области распространения пород тетереvской серии. В районе Криворожско-Кременчугской зоны граниты кировоградско-житомирского типа рассекают метаморфические породы криворожской серии.

Кроме того, в метапесчаниках нижней свиты криворожской серии среди кластогенного материала отсутствует обломочный циркон гранулитов кировоградско-житомирского комплекса [2].

Таким образом, приуроченность гранитов кировоградско-житомирского комплекса к завершающему этапу формирования криворожской и тетереvской серий — факт, вполне достоверный.

Цифровые значения реперных дат, полученных по гранитам кировоградско-житомирского комплекса, — 1800–1900 млн. лет. Такие же возрастные пределы характерны для амфиболов метаморфических пород тетереvской и криворожской серий.

Третий геохронологический рубеж устанавливается по соотношению овручской серии с гранитами Коростенского плутона и датируется 1300 млн. лет. По данным А.С. Дранника (1972), породы белоковичской свиты рассекаются гранитами коростенского типа, а на последних с корой выветривания в основании залегают породы толкачевской свиты.

Среди коростенских гранитов имеются ксенолиты песчаников, близких по составу к белоковичским песчаникам.

Циркон из песчаников белоковичской свиты по возрасту и морфологическим особенностям подобен циркону из гранитов кировоградско-житомирского комплекса.

Циркон из обломочных пород толкачевской свиты по морфологическим особенностям подобен циркону коростенских гранитов.

Возраст эффузивов, залегающих в основании толкачевской свиты, — 1300 млн. лет. Такие даты характерны для метасоматических образований, развивающихся по более древним породам северо-западной части Украинского щита.

Таким образом, третий рубеж может быть определен 1300 млн. лет.

Эти три рубежа — 2800–1800–1300 — могут быть использованы для стратиграфической корреляции любого масштаба, будь то в пределах щита, докембрия Восточно-Европейской платформы или межконтинентальной корреляции.

Рассмотрим другие геохронологические рубежи, обоснованность которых менее убедительна.

1. Нижняя возрастная граница конкской серии. В большинстве стратиграфических схем, в том числе и в схеме, утвержденной УМСК, самым древними породами являются метабазиты конкской (или конкско-верховцевской) серии.

Имеются высказывания некоторых исследователей, что ниже метабазитов залегают парагнейсы. Последние, однако, геологически, и радиологически изучены недостаточно.

Нижняя граница конкской серии остается неопределенной и в радиологическом отношении. Имеются лишь единичные цифры — 3500 млн. лет, полученные по амфиболам. Эти даты не могут быть приняты за низы рассматриваемой серии, так как они отвечают времени метаморфизма.

Таким образом, вопрос о нижней возрастной границе может быть решен только с привлечением дополнительной информации. В частности, нужно определить возраст метаморфических эффузивов конкской серии по аксессуарным минералам. Таких определений пока нет.

2. Нижняя возрастная граница базавлукской толщи, выделяемая Н.П. Семененко в самостоятельную серию, занимающую промежуточное стратиграфическое положение между конкской и криворожской сериями. Геологически эта граница (2700 млн. лет) аргументирована слабо. По буровым скважинам имеются данные, что между метабазами данной толщины и гранитами днепровского комплекса контакт неактивный. Подобный факт может быть интерпретирован как более позднее налегание метабазитов на граниты. Но эта интерпретация неоднозначна: имеющемуся факту можно дать и другое толкование.

Реперные даты для рассматриваемой границы отсутствуют, поэтому она и радиологически недостаточно обоснована.

3. Верхняя граница базавлукской толщи (2300–2400 млн. лет) также выражена неотчетливо как геологически, так и радиологически. Гранитоиды этого возраста не установлены, реперные изотопные данные отсутствуют. Более того, кварц-карбонатные прожилки, пересекающие самую верхнюю часть разреза, содержат галенит и буланжерит, возраст которых 2700 млн. лет.

4. Нижняя возрастная граница криворожской серии. Этому главному рубежу посвящено много исследований. Остановимся лишь на главных вопросах.

Прежде всего, что принимать за начало криворожской серии: метабазиты K_0 , которые не все исследователи выделяют в самостоятельное стратиграфическое подразделение, или нижнюю свиту криворожской серии? Но и в последнем случае неясно, каков возраст процессов седиментации этой свиты.

Какие имеются сейчас данные о возрасте нижней свиты криворожской серии?

1) в метапесчаниках нижней свиты криворожской серии отмечена галька железистых кварцитов более древних железистых пород, видимо, снесенных из района базавлукской зоны;

2) кластогенный монацит и циркон из песчаников нижней свиты криворожской серии по кристалломорфологическим особенностям, химическому составу и возрасту подобны монациту и циркону из гранитов днепровского комплекса; возраст этих образований 2850 ± 150 млн. лет;

3) возраст сульфидно-слюдистого цемента, по данным А.И. Тугаринова, 2600–2300 млн. лет; по этому поводу имеются новые данные, полученные в нашем институте;

4) в последнее время из гальки конгломератов выделен галенит, возраст которого около 2 млрд. лет; пока неясно, когда этот галенит проник в породу, слагающую гальку.

Большой комплекс геологических и радиологических исследований выполнен по установлению нижней возрастной границы криворожской серии. Но все же для окончательного решения вопроса нужны дополнительные исследования.

5. Вышележащие стратиграфические рубежи относятся к осницкой серии и осницкому комплексу. Их стратиграфическое положение в разрезе Украинского шита четко не определено. Поэтому говорить сейчас о нижней и верхней возрастных границах этой серии лишено смысла. Доовручский возраст этих образований не вызывает сомнения, но неясно, в каких соотношениях они находятся с метаморфическими породами тетеревской серии и гранитами коростенского комплекса. Если коростенские граниты постосницкие, то для осницкой серии и осницкого комплекса остается очень узкий временной интервал – всего 100 – 150 млн. лет, между 1800–1700 млн. лет. В этот интервал времени должна лечь и вновь выделенная А.С. Дранником пугачевская серия.

Мы остановились лишь на главных геохронологических рубежах докембрия Украинского шита, не затронув многие проблемные вопросы, касающиеся докембрия Украинского шита.

В заключение следует отметить, что многие из рассмотренных геохронологических рубежей недостаточно обоснованны. Для их более убедительного обо-

снования важное значение приобретают исследования по датировке акцессорных минералов из метаморфизованных эффузивных пород и парагнейсов. Но такого рода радиологическим работам должны предшествовать детальные минералогические исследования, так как в метаморфизованных магматических породах и особенно парагнейсах, подвергшихся гранитизации, может присутствовать несколько разновозрастных генераций акцессорных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Семененко Н.П., Виноградов А.П., Комлев Л.В., Тугаринов А.И. Геохронологическая карта Украинского щита. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, 1965.
2. Щербак Н.П., Левковская Н.Ю., Половко Н.И. Изотопный возраст акцессорных минералов из нижней свиты Криворожской серии. - Геол. ж., 1969, № 3.

НОВЫЕ ДАННЫЕ РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ДАТИРОВАНИЯ РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА

На XV сессии комиссии (г. Ужгород) были доложены материалы по калий-аргоновому изучению вендских эффузивных пород Вольно-Подолли [8] и Припятского вала [4]. Там же впервые для этого региона приводились цифры возраста древних осадочно-терригенных образований, датирование которых осуществлялось по монофракциям пород (гидрослюда и калиевые полевые шпаты). Полученные результаты удовлетворительно коррелировались с геологическими данными. Это послужило основанием для продолжения начатых работ; при этом были значительно расширены районы исследований по площади; в вертикальном стратиграфическом разрезе исследованиям, кроме того, подвергались осадочные и вулканогенные образования нижнего палеозоя, в частности туффиты и аргиллиты силура. В последнем случае определения были маркирующими, так как они контролируются биостратиграфическими данными, микрофауной из известняков в подошве и кровле прослоев туффитов.

Геологические условия залегания и состав рифейско-нижнепалеозойских образований. В структурном отношении западный склон Украинского щита и Припятский вал сложены двумя этажами. Нижний (наиболее древний) представлен гнейсами и интрузирующими гранитами и габбро. Абсолютный возраст кристаллических пород первого структурного этажа колеблется в пределах 1300–1500 млн. лет. Верхний структурный этаж представлен осадочно-терригенной формацией (с дайково-силловым комплексом) рифея и грапповой формацией венда. В некоторых разрезах выше венда залегают породы нижнего кембрия и силура. Ниже их объединяем общим названием "нижний палеозой".

Вторая половина верхнего структурного этажа, отделяемая крупным стратиграфическим перерывом, включает геологические образования, начиная с верхнего мела и кончая толщами более молодого возраста.

Рифейские образования в средней части западного склона Украинского щита вскрываются на широте г. Изъяславля и в виде полосы северо-западного простирания прослеживаются к Припятскому валу, перекрывают его и затем узкой полосой уходят на территорию южной части Белоруссии.

Базальные слои верхнего рифея не везде одинаковы. На размытой поверхности кристаллического фундамента западного склона Украинского щита и Припятского вала залегают песчаники грубо- или среднезернистые, но известны также разрезы, включающие и прослой аргиллитов. Наиболее грубозернистые, кварц-полевошпатовые светло-серые песчаники встречены на участках Клесово и Сарны, где они подстилаются магматическим комплексом с возрастом 1400–1500 млн. лет.

На первых этапах исследований песчаники верхнего рифея представлялись как однообразные кварц-полевошпатовые образования, в связи с чем они были выделены в одну серию, названную О.В. Крашенинниковой [3] ташковской, а Е.П. Брунс [2] – полесской. Однако более детальными исследованиями (Савченко, 1968, 1973) установлено, что многие разрезы региона отличаются один от другого. На Рафаловском участке (хребет Конотопы) верхнерифейские песчаники обладают четко выраженной ритмичностью. Радиологическое изучение [7] позволило в верхнерифейском комплексе установить и разновозрастные породы. Это позволило произвести более дробное деление полесской серии.

Осадочно-терригенные образования верхнего рифея по литологическим признакам могут быть подразделены на три группы пород. 1. Среднезернистые до

грубозернистых серые кварц-полевошпатовые (без гидрослюды) песчаники. Они распространены главным образом в самой северной (Сарны, Клесово) части западного склона Украинского щита. 2. Кирпично-красные песчаники кварц-полевошпатовые, частью гидрослюдистые, а также карбонатизированные. Эти породы распространены на всей площади западного склона Украинского щита и Припятского вала. Песчаники часто имеют косую или прямолинейную слоистость они распространены на участках Ратно и Рафоловка. 3. Пепельно-серые с розоватым оттенком, мергелистые кварц-карбонатно-полевошпатовые песчаники без каких-либо признаков гидрослюды. Распространение этих пород ограничивается пока только участками Хотешов и Горохов.

Все перечисленные разности пород включаются в полесскую серию, т.е. предполагается, что в геологическом отношении они одновозрастные и относились к единому седиментационному циклу. Однако такому выводу противоречат материалы радиоологического датирования.

Рифейская осадочно-терригенная формация отличается по набору соподчиненных ей комплексов. Одним из важных коррелирующих признаков этой формации является развитие в ней дайково-силлового субвулканического комплекса. При этом важно подчеркнуть, что если на территории Припятского вала присутствует один пласт (силл) габбро-диабазов мощностью 30-50 м и возрастом (по калий-аргоновому методу) 650-680 млн. лет, то в зоне сочленения Припятского вала с Предгалицийским прогибом, главным образом на территории последнего, развиты два пласта габбро-диабазов, причем друг от друга они отделены слоем серых или пепельно-серых песчаников мощностью свыше 30 м, аналогичных тем, что вскрыты на Хотешовском участке Припятского вала. На участке Хотешов вскрыт, таким образом, единственный на валу разрез, где по аналогии с Предгалицийским прогибом также развиты два коррелирующих пласта субвулканических тел. На остальной территории известны обширные площади, где силлы габбро-диабазов отсутствуют полностью. К таким площадям относится Ратно и весь западный склон Украинского щита от Горыньграда на юге до Сарны на севере. На юге эта площадь ограничена зоной Шепетовско-Староконстантиновского разлома древнего заложения, а на севере захватывает весь юг территории Белоруссии.

В вертикальном стратиграфическом разрезе нижнего палеозоя региона радиоологическими методами изучались аргиллиты нижнего кембрия и вулканогенные образования силура.

В разрезе Владимир-Волынского района (скв. № 2, глубина 756,0 м) развиты темно-серые известковистые аргиллиты, в которых В.С. Крандиевский определил фауну тилоботов *Proetus conspersus* Ang., тентикулитов *Tentaculites formalis* Berg., брахипод *Lissatrypa* cf. (Salt.), *Didymothyris* sp. и остракод *Coeloenellina valentinae* Krand., *Phlyctuscapha* sp., *Kureaarina circulata* (Neck.), *Phlycibeirichia* sp. Палеонтологические данные позволяют по возрасту датировать эту толщу Владимир-Волынского участка как силурийскую. В частности, по фауне остракод темно-серые известковистые аргиллиты следует относить к скальскому горизонту придольского яруса надлудлова верхнего силура. Выше, в интервале 685,0 м, уже залегают аргиллиты боршовского горизонта нижнего девона (нижний тивер). Установленные здесь *Phlyctiscapha podolica* Ab., *Cytherellina submagna* (Krand.), *Pseudocavellina oleskoiensis* (Neck.), *Poloniella (Dizygopleura) oleskoiensis* (Neck.) характерны для остракодовой зоны *Phlyctiscapha podolica* - *Opisthoplax gurathus*.

На других участках к средним и верхним частям малиновецкого и нижним и средним частям скальского горизонта приурочены прослой ортофировых туффитов с возрастом 390 млн. лет [5]. Туффиты изучены из участков сел Белин, Здомысль, Гуша, Новоселки и городов Гусятин и Корнешты.

Физико-химическая характеристика пород и результаты их радиоологического датирования. Осадочно-терригенные породы Припятского вала и западного склона Украинского щита по минеральному составу в общем однообразны. В их составе почти всегда преобладают такие минералы, как кварц и калиевые полевые шпаты.

Таблица 1

Выход монофракций при обогащении (методом отмучивания) рифейско-нижнепалеозойских пород западного склона Украинского щита и Припятского вала

| Номер пробы | Глубина скважины, м; участок | Порода | Навеска серого шлиха, г | Песчаная фракция, г | Глинисто-гидрослюдистый шлам, мм | | Калиевый полевой шпат, г | Гидрослюда, г |
|-------------|------------------------------|--|-------------------------|---------------------|----------------------------------|--------|--------------------------|---------------|
| | | | | | +0,001 | -0,001 | | |
| 64 | 24; 152; 3; Ратно | Алевролит, гидрослюдистый (Pt ₃ vd) | 242 | 197 | 33 | 12 | 33,0 | 20,3 |
| 64/7 | Там же | То же | 324 | - | 51,0 | | 40,0 | 14,25 |
| 293 | 54; 54,0; Чарторийск | Песчаник кварц-полевошпатовый (Pt ^{Pl} ₃) | 92 | - | 63 | | - | - |

Примечание. Обогащение производилось М.Е. Кременчуцкой в лаборатории ИГН АН УССР.

По данным химических анализов, рифейские кварц-полевошпатовые песчаники Ратновского участка из глубины 408,6 содержат (в вес. %): SiO₂ - 65,29, TiO₂ - 0,08, Al₂O₃ - 3,60, Fe₂O₃ - 1,40, FeO - 16,08, MnO - 0,19, MgO - 0,32, CaO - 0,42, Na₂O - 0,20, K₂O - 1,45, P₂O₅ - 0,02, H₂O гигр - 0,13, п.п.п. - 1,98, CO₂ - 8,68.

Песчаники Владимирецкого участка в значительной мере обогащены кремнеземом (80 вес.% вместо 65,0), бедны закисным железом (0,77 вес.% вместо 16,08); у них мало углекислоты (0,17 вес.% вместо 8,68). В песчанике из глубины 121,3 м определены (в вес.%): SiO₂ - 80,42, TiO₂ - 0,27, Al₂O₃ - 8,69, Fe₂O₃ - 1,74, FeO - 0,77, MnO - 0,04, MgO - 0,70, CaO - 0,59, Na₂O - 0,50, K₂O - 3,70, P₂O₅ - 0,01, S - 0,02, п.п.п. - 1,31, CO₂ - 0,17¹.

На некоторых участках в отдельных интервалах разрезов в песчаниках отмечается гидрослюда; порода приобретает слоистость, легко раскалывается на плитки. В других разрезах наблюдается обогащение породы карбонатом. Песчаники становятся плотными, крепкими. В таких разновидностях гидрослюда отсутствует полностью, что не позволяет собрать пробы для массовых анализов.

Выделение монофракций гидрослуды и калиевого полевого шпата из песчаников производилось методом отмучивания. Выход монофракций гидрослуды и калишпата, а также глинисто-гидрослюдистого шлама (+0,001 и -0,001 мм) показан в табл. 1.

Выделенные гидрослуда, калиевый полевой шпат и шлам анализировались в термической и рентгено-структурной лабораториях. На дифференциальных кривых нагревания (рис. 1) для гидрослуды из нижнекембрийских песчаников участка Ровно отмечается четкий первый эндотермический эффект при 100°C (обр. №/668-6) и 150°C (обр. № 668-6/1). Для шлама первый эндотермический эффект при t° 100-105°C не проявляется, однако установлен эндотермический эффект при 600°C, что характерно для минералов группы гидрослуд.

Для гидрослуды из песчаника Припятского вала (участок Ратно) построена кривая обезвоживания (рис. 2) в температурном интервале от 0 до 1000°C (обр. № 64/7). Сняты две кривые: дегидратации (2) и выделения аргона (1). Как видно из диаграммы, значительное выделение аргона в исследуемой гид-

¹ Выполнено в лаборатории ИГФМ АН УССР С.П. Модленко.

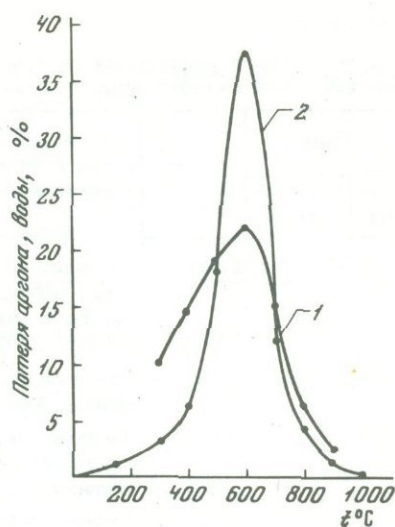
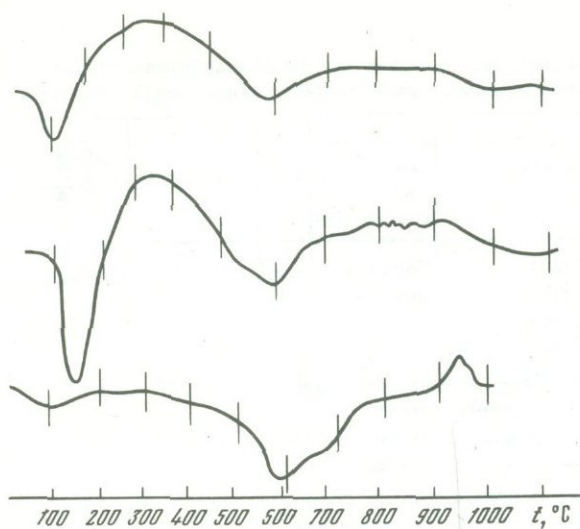


Рис. 1. Кривые нагревания глинистых, гидрослюдистых минералов из слюдяных алевролитов нижнего кембрия западного склона Украинского щита

Рис. 2. Кривые выделения аргона (1) и дегидратации (2) гидрослюды Припятского вала

рослуде происходит при 300°C . Полное выделение аргона наступает лишь при 1000°C . Максимальное выделение наблюдается в интервале температур $500-600^{\circ}\text{C}$.

Интересно изучение состава глинисто-гидрослюдистых шламов. С помощью рентгеновского дифрактометра, а также на электронном микроскопе в них установлены такие минералы, как монтмориллонит, иллит и примесь каолинита.

По данным сокращенных анализов (табл. 2), глинисто-гидрослюдистые шламы (обр. № 668-б/1 участка Ровно и обр. № 894-а участка Хотешов) содержат около 5,00 вес.% закисного железа и 4,00 вес.% щелочей.

Таблица 2

Результаты сокращенных химических анализов глинисто-гидрослюдистых шламов, выделенных из рифейско-нижнепалеозойских пород западного склона Украинского щита

| Номер образца | Состав шлама и порода, из которой он выделен | Окислы, вес.% | | | |
|----------------|---|---------------|-------------------|------------------|------------------|
| | | FeO | Na ₂ O | K ₂ O | LiO ₂ |
| 668-б/1 | Шлам глинисто-гидрослюдистый (0,001 мм) из алевропесчаника гидрослюдистого нижнего кембрия. Скв. 4, глубина 64,0 м, участок Ровно | 4,88 | 0,71 | 0,05 | Не опр. |
| 894 а (-810 а) | Шлам из мергелистого песчаника кварц-полевошпатового, залегающего в нижней части полесской серии. Скв. 6-сп, глубина 431,7 м, участок Хотешов | Не опр. | Не опр. | 4,30 | 0,09 |

Примечание. Коллекция Н.А. Савченко. Анализы выполнены в физико-химической лаборатории ИГФМ АН УССР.

Таблица 3

Результаты радиологического датирования песчаников полесской серии и субвулканических залежей верхнего рифея западного склона Украинского щита и Припятского вала (К-Агметод)

| Номер | | Глубина, м | Порода, ее местонахождение и геологическая характеристика | Определение по минералу или породе | К, % | Ar 40·10 ⁻⁷ | Возраст, млн. лет |
|---------------|----------|---------------|--|------------------------------------|------|------------------------|-------------------|
| образца | скважины | | | | | | |
| 728/а | 24-г | 134,0 | Песчаник полесской серии рифея. Залегаєт под траппами венда. Участок Дубровица (pt ₃ ^{pl}) | Полевой шпат | 4,97 | 4,432 | 1000 |
| 879 | 4-сп | 333,5 | Трахитоидный габбро-диабаз. Участок Хотешов | Габбро-диабаз | 2,57 | 2,064 | 920 |
| 2202 в/1 | 270 | 475,0 | Песчаник кварц-полевошпатовый гидрослюдистый. Полесская серия. Участок Рафаловка, pt ₃ ^{pl} | Гидро-слюда | 5,85 | 3,906 | 825 |
| 2202 в/2 | 270 | 475,0 | То же | Калишпат | 9,3 | 6,817 | 854 |
| 2202/в | 270 | 475,0 | " | Песчаник | 4,07 | 2,954 | 842 |
| 2275/а | 110 | 258,0 | Аргиллит среди песчаников полесской серии. Участок Рафаловка, pt ₃ ^{pl} | Аргиллит | 4,00 | 2,563 | 770 |
| 2275 а/1 | 110 | 258,0 | Песчаник гидрослюдистый, темно-серый полесской серии (прослоек в аргиллите). Участок Рафаловка, (pt ₃ ^{pl}) | Песчаник | 4,50 | 3,097 | 800 |
| 894 а (-810а) | 6-сп | 431,7 | Пепельно-серый мергелистый кварц-полевошпатовый алевролит (pt ₃ ^{pl}) | Алевролит | 2,20 | 0,890 | 510 |
| 885 | 4-сп | 383,8 | Габбро-диабаз темно-серый среди песчаников полесской серии. Участок Хотешов | Габбро-диабаз | 1,82 | 0,925 | 510 |
| 173 | 5 | 401,0 | Алевролит гидрослюдистый. Валдай, pt ₃ ^{vd} . Участок Любешов | Алевролит | 2,60 | 2,242 | 980 |
| 173/1 | 5 | 401,0 | То же | Калишпат | 7,00 | 3,124 | 590 |
| 173/4 | 5 | 401,0 | " | Гидро-слюда | 3,50 | 3,435 | 1040 |
| 293 | 54 | 54,0 | Песчаник Яришевской свиты, гловский горизонт. Залегаєт на берестовецкой свите вольнской серии. pt ₃ ^{vd} . Участок Старый Чарторийск | Песчаник | 2,50 | 1,608 | 780 |
| 64/1 а | 17 | 229,3 | Песчаник гидрослюдистый. Валдай, pt ₃ ^{vd} . Залегаєт выше эффузивов вольнской серии. Участок Ратно | Гидро-слюда | 3,68 | 3,150 | 980 |
| 64/16 | 17 | 229,3 | То же | Шлам глинисто-гидрослюдистый | 2,10 | 1,388 | 785 |
| 646 | 11673 | 364,0 | Песчаник глауконитовый. Каниловские слои, pt ₃ ^{vd} . Участок Гусятин | Глауконит | 5,70 | 2,118 | 490 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГФМ АН УССР, обр. 646 - из коллекции Э.Я. Жовинского.

Таблица 4

Результаты радиологического датирования песчаников и туфопесчаников нижнего палеозоя Припятского вала и западного склона Украинского щита

| Номер | | Глубина, м | Порода, ее местонахождение и геологическая позиция | Определение по породе или минералу | K, % | Ar40 · 10 ⁻⁷ г/г | Возраст, млн. лет |
|---------|----------|------------|--|------------------------------------|------|-----------------------------|-------------------|
| образца | скважины | | | | | | |
| 2092 | 1 | 846,7 | Алевролит ("синяя глина", С ₁ ^b). Залегает под отложениями силура. Участок Владимир-Вольнский | Алевролит | 3,00 | 1,246 | 525 |
| 2170в | 1 | 582,4 | Туфопесчаник светлый среди известняков малиновецкого горизонта верхнего силура. Участок Луцк | Туфопесчаник | 4,90 | 1,673 | 440 |
| 224 | 5 | | Аргиллит с глауконитом. Нижний палеозой. Участок Большой Обзыр | Глауконит | 5,53 | 2,064 | 480 |
| 229 | 34 | | Песчаник с глауконитом. Нижний палеозой. Участок Малорита | " | 5,30 | 1,548 | 400 |
| 800 | 1 | 3225,0 | Аргиллитовый сланец. Силур. (S ₁ ?). Участок Мостистка | Аргиллит | 2,75 | 0,890 | 420 |
| 6685/1 | 4 | 64,0 | Алевропесчаник гидрослюдистый. Нижний кембрий. С ₁ ^b . Участок Ровно (водозабор) | Шлам глинисто-гидрослюдистый | 2,8 | 1,085 | 500 |
| 6685 | 4 | 64,0 | То же | Гидрослюда (удельный вес 2,77) | 2,46 | 1,922 | 900 |
| 2093 | 2 | 756,0 | Аргиллит верхнего силура. Участок Владимир-Вольнский | Аргиллит | 2,80 | 0,978 | 450 |
| 681/1 | 1-г | 44,0 | Алевропесчаник косо-слоистый гидрослюдистый. Нижний кембрий (С ₁ ^b ?). Участок Ровно (водозабор) | Гидрослюда | 3,80 | 2,403 | 760 |
| 695 | 11-г | 74,0 | Алевропесчаник гидрослюдистый. Нижний кембрий (С ₁ ^b ?). Участок Ровно (водозабор) | " | 4,1 | 3,132 | 880 |
| 774 | Д-2г | 539,0 | Алевропесчаник гидрослюдистый. Нижний кембрий (?). Участок Александрияны | " | 4,47 | 2,883 | 770 |

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГФМ АН УССР, обр. 224 и 229 - из коллекции П.Л. Шульги и В.В. Кирьянова.





| К/Ar возраст | Породы | Палеонтологические данные |  1 |
|--------------|--|---|---|
| |  2 | | |
| |  | <i>Chonetes zbruczensis</i> Kozl. <i>Sphaerirhynchia wilsoni</i> (Sow) <i>Schelonicella wienikowii</i> Kozl. <i>Howellia bragensis</i> (Wen) | |
| 440 (390) | T T T T T | | |
| |  | <i>Pseudorayella longa</i> Krund <i>Cavellina valentinae</i> sp. n. <i>Pristiograptus nilsoni</i> (Bazz) <i>Pr. Ludlowensis</i> (Bouc) | |

Рис. 3. Сопоставление данных радиологического и биостратиграфического датирования отложений силура

1 - туфопесчаники, туффиты; 2 - силурийские известняки

Таблица 5

Стратиграфическое сопоставление верхнедокембрийских отложений северо-западной части Украины и юга Белоруссии *

| Комплекс | Северо-западная часть Украины | | | Юг и северо-восток Белоруссии | |
|-----------|--|--|---|-------------------------------|---|
| | Серия | Свита | Подсвита | Свита | Подсвита |
| Вендский | Вольнская | Берестовецкая, горбашевская | - | - | - |
| Рифейский | Полесская (рт ₃ ^{pl}) | Хотешовская, рт ₃ ^{cht} | Терригенная мергелисто-кварц-полевошпатовая, дайково-силловые субвулканические тела | Пинская | Терригенная Терригенно-доломитовая |
| | | Ташковская, рт ₃ ^{tasch} 700-770-850 млн. лет | Верхняя терригенная, дайково-силловые субвулканические тела Нижняя терригенная | Оршанская | - |
| | | Клесовская, рт ₃ ^{kl} , 1000 млн. лет | Терригенная | Рогачевская | - |

* Возраст кристаллического фундамента 1500-1300-1200 млн. лет.

Калий-аргоновым методом раздельно (по гидрослодам, калиевым полевым шпатам и шламам) и по валовым пробам анализировали породы наиболее полных геологических разрезов западного склона Украинского щита и Припятского вала. Радиологические данные возраста приводятся в табл. 3.

Для песчаников докембрия-V (полесская серия) получены цифры (770-1000), а для валдайской серии - 550-700 млн. лет (табл. 5). На рис. 3 приводятся цифры возраста маркирующего прослойка туффигов, для которого получено значение 440 млн. лет. Это удовлетворительно и надежно сопоставляется с палеонтологическими данными. Как показано, в подошве и кровле туффигов залегают известняки с микрофауной верхнего силура.

Таким образом, докембрий-V юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы может быть разделен на докембрий-V₁, отвечающий полесской, и докембрий-V₂, отвечающий валдайской сериям. Они сопоставляются с геосинклинальными образованиями докембрия-V Галицийской области складчатости и по времени отвечают Черноморскому и Раховскому циклам с возрастом соответственно 800-1100 и 550-700 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобриевич А.П. Коренная алмазоносность территории УССР. - В кн.: Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
2. Брунс Е.Н. Стратиграфия древнейших доордовикских отложений западной части Русской платформы. - Сов. геология, 1957, сб. 59.
3. Крашенинникова О.В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
4. Савченко Н.А., Котловская Ф.И., Бартицкий Е.Н. Абсолютный возраст горных пород Припятского вала и прилегающих участков. - В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
5. Савченко Н.А., Крандиевский В.С. О силурийском вулканизме Припятского вала, Вольно-Подольи и смежных участков. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 1.
6. Савченко Н.А. О тектонических предпосылках обнаружения коренных источников алмазов на Припятском валу. - В кн.: Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. Киев, "Наукова думка", 1970.
7. Савченко Н.А., Зайдис Б.Б. Палеогеография Припятского вала и западного склона Украинского щита по геологическим и радиологическим данным. - В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.
8. Семенов Н.П., Ткачук Л.Г., Савченко Н.А. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Вольно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем. - В кн.: Вопросы датировки геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
9. Семенов Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И. Галицийская складчатость и омоложенный край платформы рифейско-нижнепалеозойского времени. - В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев, "Наукова думка", 1968.
10. Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. - Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. М., 1960.

ДОКЕМБРИЙ-IV УКРАИНСКОГО ЩИТА И ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выделяемый Н.П. Семеновко IV докембрийский мегацикл охватывает период времени 0,5 млрд. лет (от 1700 до 1200 млн. лет). Он насыщен разнотипными геологическими событиями, трактовка сущности и последовательности которых вызывает еще немало споров и разногласий. Фиксирующие эти события породы сохраняются и доступны непосредственному наблюдению лишь в окраинных частях Украинского и Балтийского щитов. В большинстве своем они глубоко опущены, занимая огромные площади фундамента Восточно-Европейской платформы. Обращает на себя внимание то, что области развития складчатых поясов докембрия-IV в фундаменте Русской платформы часто наиболее опущены. Это естественное следствие закономерно проявляющейся унаследованности их большей подвижности также в последующие стадии платформенного развития. На составленной Н.П. Семеновко геохронологической карте (рис. 1) площади распространения докембрия-IV выделены на основании систематически повторяющихся молодых значений изотопного возраста различных пород и минералов на большей части территории платформы, расположенной к югу от Балтийского щита. В скважинах из района Глазово, Тонкино, Липецка, Алатыря, Иссы изотопный возраст определен по амфиболам, для которых получены цифры в пределах 1550-1200 млн. лет. Хотя большинство определений выполнены по биотитам, а иногда и в целом по породе, доверительное отношение к ним основывается на хорошей сходимости цифр в случаях их совместного определения так же, как и получения одинакового изотопного возраста по породе и выделенному из нее амфиболу (липецкая скважина) или по амфиболу и полевому шпату (Исса). Изотопные возрасты только в интервале 1700-1200 млн. лет, а не древнее получены для многих удаленных друг от друга мест (Минск, Котельнич, Щелково, Калуга, Невель, Горький, Рязск, Ульяновск и многие другие). Неправдоподобно было бы связывать постоянное появление таких молодых возрастов только с "омоложением" пород. Особенно невероятным представляется проявление метаморфизма амфибол-гнейсовой ступени без складкообразования и сопровождающего его магматизма, которые только и могли вызвать глубокое метаморфическое преобразование осадочно-вулканогенных толщ.

В пределах Украинского щита породы докембрия-IV развиты на северо-западе, юго-востоке, а также в его центральной присклоновой части. Ниже подробнее будет рассмотрена северо-западная (Вольнская) часть щита, где докембрий-IV представлен наиболее полно и где произведено наибольшее количество изотопных калий-аргоновых определений, главным образом в лабораториях ИГН-ИГФМ АН УССР, РИАН, ГЕОХИ, ЛАГЕД, ВСЕГЕИ, ЦКГТЭ. Интерпретация имеющихся цифр по определениям, выполненным в наибольших количествах Ф.И. Котловской (лаборатория ИГФМ АН УССР) и Н.К. Коваленко (лаборатория ЦКГТЭ), в сочетании с геолого-формационным анализом позволила проследить основную последовательность геологических событий на северо-западе Украинского щита, в соответствии с которой докембрий-IV здесь может быть подразделен на три эпохи: 1) раннюю (осницкую) 1700-1600 млн. лет, 2) среднюю (сушанскую) 1600-1400 млн. лет, 3) позднюю (овручскую) - 1400-1200 млн. лет. Их краткая характеристика приводится по данным А.Я. Хатунцевой (осницкий и новоград-вольнский блоки), Н.А. Беспалько (сушано-пержанская тектоническая зона) и А.С. Дранника (овручская структура).

С ранней эпохой связывается инверсия осницкой эвгеосинклинали с мощным гранитоидным магматизмом, давшим породы гранодиоритовой формации. Им

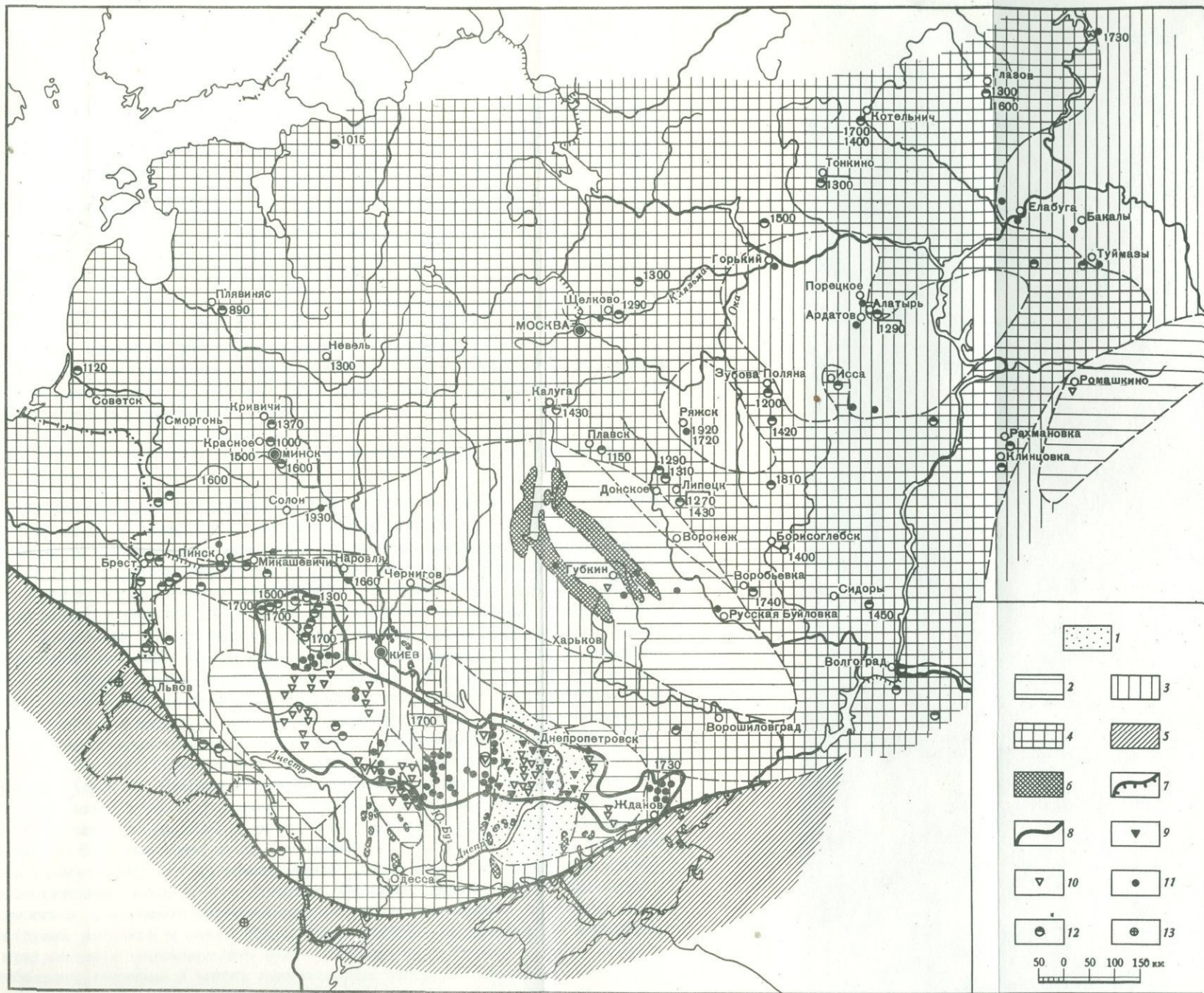


Рис. 1. Геохронологическая карта фундамента Восточно-Европейской платформы (составлена Н.П. Семененко)
 1 - докембрий I; 2 - докембрий II; 3 - докембрий III; 4 - докембрий IV; 5 - докембрий V; 6 - интенсивные магнитные аномалии, вызванные глубоко залегающими железистыми породами; 7 - граница Восточно-Европейской платформы; 8 - граница выходов Украинского щита; 9-13 - точки определения абсолютного возраста (в млн. лет): 9 - 3500-2700, 10 - 2700-2000, 11 - 2000-1700, 12 - 1700-1200, 13 - 1200-550

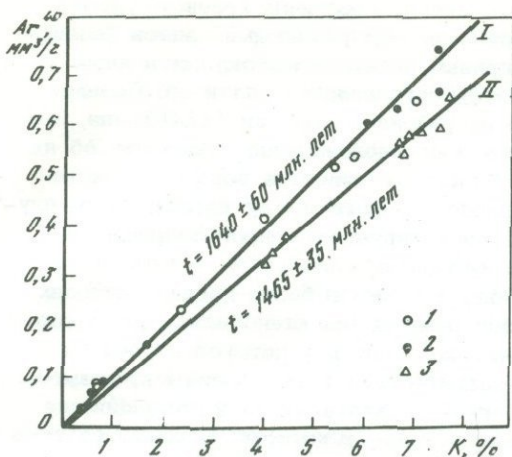


Рис. 2. К-Аг изохроны для пород осницкого комплекса

I - первый этап гранитоидного магматизма (1 - гранодиориты, 2 - метагаббро и метадiorиты); II - второй этап гранитоидного магматизма (3 - лейкократовые граниты, кварцевые монзониты)

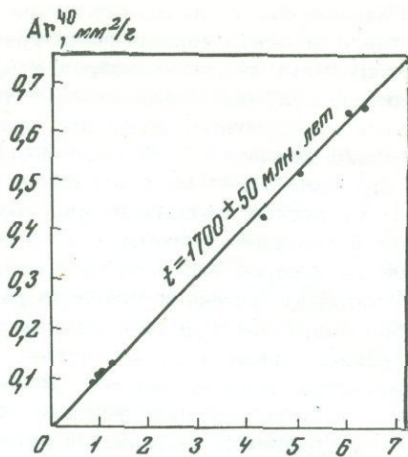


Рис. 3. К-Аг изохрона для рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива

обусловлен метаморфизм основных эффузивных толщ осницкой серии, регионально проявившийся в замещении вначале обыкновенной роговой обманкой, а затем биотитом уралитового амфибола и пироксенов эффузивных диабазовых порфиритов и сопровождающих их пород габбро-диорит-диабазовой формации. Все они были преобразованы в метадиабазы, метадiorиты, метагаббро. Породы аналогичного характера распространяются далеко за пределы шита на территорию Белоруссии, а в последнее время описаны также в фундаменте Львовского палеозойского прогиба на юго-западном пролонгировании осницкой структуры, имеющей общее северо-восточное простирание. Роговая обманка из пород осницкого блока имеет возраст 1750 ± 50 млн. лет, а биотит около 1600 млн. лет.

Калий-аргоновая изохрона для пород, образовавшихся в связи с первым этапом осницкого гранитоидного магматизма (гранодиориты, метагаббро, метадiorиты), проходит через начало координат и соответствует возрасту 1640 ± 60 млн. лет (рис. 2). Циркон в породах гранодиоритовой формации часто содержит ядра более древней генерации. Различия в возрасте этих генераций циркона отражают, по-видимому, значения, полученные по свинцово-ториевому отношению (1670 млн. лет) и по отношению Rb^{207}/Rb^{206} (2100 млн. лет).

Чрезвычайно мощным был гранитоидный магматизм этой эпохи и в пределах существующей тогда протоплатформы. Особенно интенсивно он проявился в пограничных с осницкой эвгеосинклиналью областях. Хорошо известные крупные интрузии рапакиви и рапакивиподобных гранитов коростенского комплекса были приурочены к опускающейся части этой протоплатформы, а мало известные небольшие массивы и штоки гранитоидных пород появлялись на соседней, относительно приподнятой и более стабильной территории Новоград-Вольнского блока. При значительном разбросе калий-аргоновых изотопных датировок для этих гранитоидов они наиболее часто оказываются близкими 1700 млн. лет. Эта цифра может быть принята как реперная изотопно-геохронологическая дата для коростенских гранитов рапакиви по совпадению ее со свинцово-изотопным возрастом циркона из малинского рапакиви, стронциевым возрастом как отдельных проб гранитов, так и построенной по десяти образцам Rb-Sr изохроны, которая соответствует возрасту 1720 ± 70 млн. лет. Цирконы из рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива также имеют возраст 1700-1750 млн. лет, совпадающий с возрастом рассчитанной для них калий-аргоновой изохроны (рис. 3). Почти такой же возраст (1730-1770 млн. лет) установлен для циркона из пород приазовского щелочного массива.

Радиологически плохо освещены или совсем не изучены краевые части сложного массива коростенских гранитов с широко развитыми здесь фациями лейкократовых гранит-порфиров, гранофиловых, аплит-пегматоидных и иных гранитов, секущих жильных серых гранитов остривского типа и др. По единичным определениям возраста биотита из района с. Кованки (1500 млн. лет) и Малого Дивлина (1390 млн. лет) можно предположительно говорить об их относительно более молодом возрасте. Ничего не известно пока о возрасте ряда интересных гранитных массивов, расположенных между коростенским плутоном и осницким блоком, для которых дискутируется вопрос о принадлежности то к коростенскому, то к осницкому комплексу.

В породах формации гранитов рапакиви, а также в более древних породах габбро-анортозитовой формации часто обнаруживаются ксенолиты хорошо сортированных кварцевых песчаников пугачевской свиты, к которой относятся также ограниченно-развитые мусковит-хлорит-серицитовые сланцы и, возможно, породы выделяемой пока условно эффузивной трахиандезитовой формации.

А.С. Дранником выделяется пугачевская серия, в которую включаются также отложения субмеридионально простирающейся белокоровичской структуры, в северной части примыкающей к овручской структуре. Они подразделяются на две свиты; озерянскую сланцевую и белокоровичскую песчанико-сланцевую с конгломератами. Отнесение этих свит к докоростенской пугачевской серии дискуссионно, так как слагающие их сланцы и плохо сортированные полимиктовые песчаники секутся жилами лейкократовых гранофиловых, гранит-порфировых, аплит-пегматоидного характера пород, аналогичных наиболее поздним дериватам коростенских гранитов, внедрения которых известны и в близрасположенном устиновском массиве. Трудно допустить их синхронность с рапакиви, хотя величина их разрыва во времени остается пока неизвестной из-за отсутствия определений изотопного возраста пород. Немногочисленные калий-аргоновые определения изотопного возраста кластогенных пород белокоровичской структуры, по данным лабораторий ИГН АН УССР, РИАН, ЦКГТЭ, находятся в интервале 1410-1560 млн. лет. По результатам Rb-Sr анализов валовых проб серицит-кварцевых сланцев белокоровичской свиты получена эрохрона с разбросом точек, превышающим аналитическую ошибку. Вычисленный возраст сланцев около 1660 млн. лет.

Средняя (сушанская) эпоха характеризует новую вспышку тектоно-магматической активности в пределах осницкой подвижной области, но уже с общей тенденцией к возрастанию роли дизъюнктивных деформаций и затуханию складчатости, интенсивно проявляющейся главным образом в локально развитых шовных или иных наложенных структурах типа сушанской. Эта последняя приурочена к южному ограничению осницкой геосинклинали и выполнена осадочно-эффузивными образованиями сушанской свиты изменчивой мощности (от 500 до 1200 м). Сушанская свита сложена эффузивами, перемежающимися и сменяющимися в верхней части разреза сланцами и кварцитами. Эффузивы представлены средними и кислыми разностями от андезитовых и дацитовых порфиров до кварцевых порфиров; реже обнаруживаются основные эффузивы. Вдоль ястребецкого разлома развиты эффузивы трахибазальтового и пантеллеритового составов. Породы сушанской свиты охарактеризованы пока единичными определениями изотопного возраста. Для мусковитовых сланцев цифрой 1440 млн. лет, полученной по мусковиту и по породе, отражается время их метаморфизма. Рубидий-стронциевым методом для этих же пород получена близкая дата - 1500 млн. лет. В порфирите из ксенолита биотит датируется временем 1600 млн. лет, видимо, уже близким к нижнему пределу возраста сушанских эффузивов. Породы сушанской свиты часто гранитизированы интрузирующими их аляскитовыми гранитами с возрастом биотита из них около 1600 млн. лет. Возрастная граница 1600 млн. лет имеет важное значение для развития сушано-пержанской зоны. Она характеризует время консолидации структуры, развитие кислого магматизма, начало формирования ястребецкого щелочного массива и образования меланократовых сиенитов, сменяющихся щелочными сиенитами (нордмаркитами) с возрастом около 1500 млн. лет, определенным по ам-

фиболу и слюде. Щелочные сиениты сопровождаются щелочными мономинеральными полевошпатовыми породами типа сиенит-аплитов, бостонитов и других с интересной редкометальной акцессорной минерализацией, которые Н.А. Беспалько относит к лестиваритовой фации щелочных метасоматитов. Возраст их не определялся.

С этой же эпохой связывается очень широкое развитие процессов анатексиса, гранитизации и мигматизации как в самой подвижной оснищкой области, так частично и за ее пределами на смежной территории Новоград-Вольнского блока. Образуются породы лептитовой формации, формации оснищких кварцмонзонитов и лейкократовых кислых и ультракислых до субщелочных гранитов, а также гранит-мигматитовых и гнейсово-мигматитовых пород. По калий-аргоновому методу они датируются обычно возрастом 1500 ± 100 млн. лет. Гранитоидный магматизм этого типа проявлен в интенсивной микроклинизации и окварцевании более древних пород, в том числе и пород гранодиоритовой формации. Метаморфизм протекал в направлении превращения метадиабазов в гнейсы, а метагаббро – в амфиболиты с замещением обычной темно-зеленой роговой обманки светло-зеленым до бесцветного амфиболом актинолитового характера. Рассчитанная для пород этого этапа калий-аргоновая изохрона соответствует возрасту 1465 ± 35 млн. лет (см. рис. 2).

Докембрий-IV на Украинском щите завершается Овручской эпохой развития. Эффузивно-осадочные образования этой эпохи, выделяемые в Овручскую серию, выполняют субширотную структуру, обозначаемую как грабен-синклиналь или грабенообразная впадина. К настоящему времени вскрыт полный разрез серии, выяснены условия формирования и произведено ее расчленение на збраньковскую и толкачевскую свиты. Породы збраньковской свиты залегают на размытой поверхности выветрелых рапакивиоподобных гранитов коростенского комплекса. Она делится на две подсвиты – нижнюю и верхнюю. Нижнезбраньковская подсвита представлена покровами диабазов и кварцевого порфира, разделенных прослоем черного филлитовидного сланца с изотопным калий-аргоновым возрастом 1370–1315 млн. лет, а рубидий-стронциевым возрастом – 1370 млн. лет. На размытой поверхности кварцевых порфиров или непосредственно на гранитах залегают верхнезбраньковская подсвита, представленная покровами диабазов, трахиандезитового порфирита с прослоями песчаников.

Цифры изотопного калий-аргонового возраста для эффузивов овручской серии при имеющемся значительном разбросе тяготеют к значению 1400 млн. лет.

Эффузивы збраньковской свиты покрываются толщей мощностью около 900 м кварцитовидных песчаников толкачевской свиты, к нижним горизонтам которой приурочены прослои пиррофиллитовых сланцев. Изотопный возраст слюды из песчаников равен 1260–1350 млн. лет.

В отрезке времени, соответствующему овручской эпохе, на территории Сущано-Пержанской зоны проявились наиболее интенсивно метасоматические процессы, обусловившие появление чрезвычайно интересных и разнообразных групп метасоматических пород. Среди них выделяются следующие формации: апогранитовая, грейзеновая и щелочная (полевошпатовых редкометальных метасоматитов). Значение изотопного возраста этих пород по калий-аргоновому методу колеблется от 1380 до 1200 млн. лет, подымаясь иногда до 1100 млн. лет. С ним согласуется полученное по свинцово-ториевому отношению значение возраста для цирколита из метасоматита в районе Перги – 1250 млн. лет. Очень важным представляется геохронологическое подтверждение наиболее молодого возраста для биотита из гранит-порфиров (1100–1180 млн. лет), которые по геологическим данным выделяются в самую молодую в этом районе интрузивную группу пород типа малых интрузий. С овручской эпохой связано появление дайковых пород за пределами овручской структуры.

Специфика состава и строения северо-западной части Украинского щита при разнообразии представленных здесь, нередко очень полно, формационных рядов придает этому региону особое значение в связи с возможностью решения на его примере дискуссионных проблем, касающихся наиболее поздних

этапов формирования фундамента Восточно-Европейской платформы и прежде всего вопроса о существовании в это время крупных складчатых областей. Приведенные данные позволяют решать этот вопрос положительно, хотя и нуждаются, конечно, в дальнейшем обосновании фактическим материалом, детализации и уточнении в связи с неравномерной, а часто и слабой геохронологической изученностью не только скрытого под мощным платформенным чехлом фундамента, но и обнажающейся территории Вольнской части щита. Поэтому необходимо в первую очередь усилить геохронологическое изучение именно этой территории, уделив особое внимание следующим направлениям исследований:

1) проведению специального радиологического и минералогического изучения минералов группы циркона для выяснения причин частого несоответствия изотопных определений в них Rb^{207}/Rb^{206} с геологическим положением содержащих эти минералы пород; резкому увеличению количества свинцово-изотопных определений циркона и поискам для них других минералов, учитывая то, что монацит для северо-запада щита является редкостью, а циркон часто содержится в ничтожных количествах или же оказывается непригодным для определений;

2) широкому применению рубидий-стронциевого и свинцово-изохронного методов;

3) поискам наименее метаморфизованных разностей осадочно-эффузивных образований осницкой серии, суцанской, белокоровичской и пугачевской свит для определения их нижних границ;

4) радиологическому изучению основных пород коростенского комплекса;

5) геохронологическому и геологическому расчленению массива коростенских гранитов, становление которого было явно растянуто во времени;

6) специальному радиологическому и геолого-петрологическому изучению широко развитых на северо-западе Украинского щита дайковых пород, фиксирующих определенные этапы развития магматизма на этой территории.

НИЖНИЙ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЙ РУБЕЖ КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ

Вопрос о нижней возрастной границе криворожской толщи в настоящее время еще далек от окончательного решения; поэтому представляет интерес провести датирование детритного материала, наблюдающегося в песчаниках нижней свиты криворожской серии. Для этого нами изучен разрез нижней свиты на восточном крыле замыкания криворожской синклинали.

В строении нижней свиты существенную роль играют конгломераты полимиктового и кварцевого составов. Филлитовые сланцы небольшой мощности развиты в верхней части разреза. Устанавливаются постепенные переходы между аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Соотношение цемента и галечного материала весьма изменчиво и колеблется в широких пределах. Местами оно приближается к 1:1, а более часто цемент составляет 20–30% породы. По мере приближения к подстилающим метабазитам в разрезе возрастает количество сланцевой гальки. В этом случае конгломераты принято называть сланцевыми. В нижней части разреза выделяется горизонт сланцевых конгломератов с ярко-зеленой галькой фуксита. Выход этого горизонта на дневную поверхность установлен в естественном обнажении нижней свиты по р. Ингулец в районе поселка ЮГОК.

Цемент конгломератов сложен мелкочешуйчатым серицитом, кварцем, хлоритом и пиритом. Содержание пирита в отдельных участках достигает 40%. Характерно цепочное размещение пирита в породе. В виде точечной вкрапленности он образует стратифицированные прослой мощностью несколько сантиметров, облекает гальку. Размер зерен пирита достигает 2 мм при среднем размере 0,7–0,8 мм. Пирит является ведущим компонентом тяжелой фракции серых шлихов протолок конгломератов. Содержание его в тяжелой фракции достигает 70–90%. Минералого-петрографические исследования показали, что подавляющее большинство зерен пирита имеет округлую форму, матовую или шагрелевую поверхность. Некоторая часть зерен сильно корродирована. Вершины кристаллов и сросшихся агрегатов зерен стертты.

В толще конгломератов установлены гальки кварцитов с вкрапленной минерализацией сульфидов, представленных сфалеритом, галенитом, халькопиритом, реже пирротинном (рис. 1). По типу минерализации выделяется галька нескольких разновидностей: кварцитовая галька с существенно галенитовой минерализацией, гальки со сфалеритовой минерализацией, кварцитовая галька с пирит-молибденитовой минерализацией и кварцитовая галька с исключительно халькопиритовой минерализацией. Последние две разновидности встречаются сравнительно редко. Распределение минерализованной рудоносной гальки относительно равномерное по всей толще конгломератов. Это свидетельствует о длительной эрозии в области сноса мощных толщ, содержащих минерализованные вторичные кварциты.

Сульфидные минералы образуют в гальках вторичных кварцитов вкрапленности размерами до 1–5 мм. Находка гальки кварцитов с сульфидами в верхних горизонтах конгломератов нижней свиты отмечалась также Я.Н. Белевцевым [9]. Сохранность сульфидов объясняется плотной кварцитовой броней, надежно предохранявшей вкрапленность сульфидов от выветривания.

Полиметаллическая минерализация установлена только в кварцитовых гальках пепельно-серого и светло-серого цвета, в то время как более трещиноватая галька жильного кварца совершенно лишена ее. В цементе конгломератов сульфиды полиметаллов не обнаружены. Установлены только единичные находки тончайшей эмульсионной вкрапленности галенитоподобного минерала в зернах пирита цемента. Пирит, обильный в цементе, обычно не проникает в гальки кварцита.



Рис. 1. Мелкогалечный кварцевый конгломерат (обр. 34-1)

В центре - галька кварцита с полиметаллами. Скв. 13633, глубина 50,5 м, натур. вел. Восточное крыло замыкания криворожской синклинали



Рис. 2. Кварцевый конгломерат со стратифицированными прослоями пирита (обр. 280)

Скв. 13633, глубина 85,5 м, натур. вел. Восточное крыло замыкания криворожской синклинали

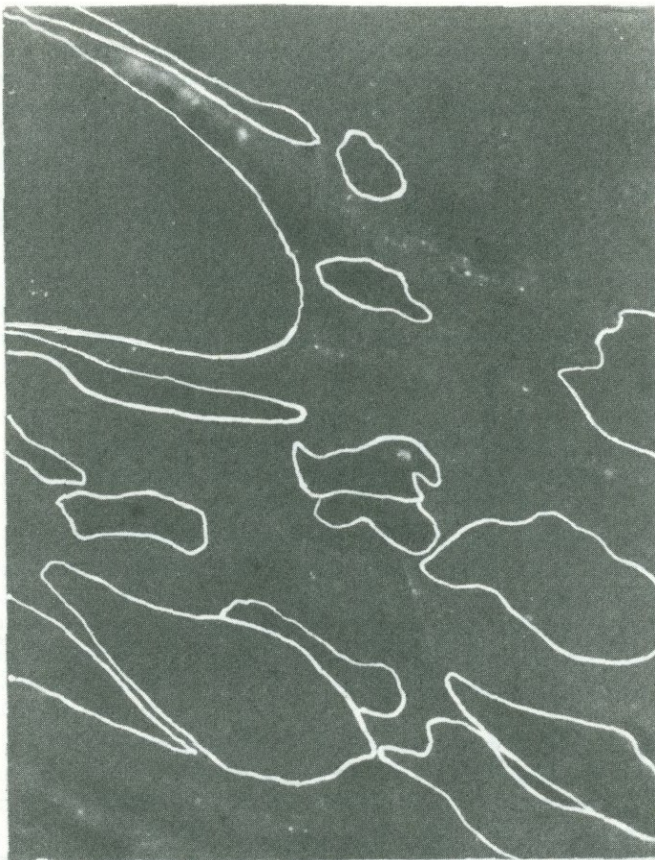


Рис. 3. Радиография обр. 280

Акцессорные уран и торий приурочены к стратифицированным прослоям пирита (белые туманности)

Таким образом, не вызывает сомнения, что рудные минералы в гальках кварцитов имеют доквиворожский возраст. Такие вторичные метасоматические кварциты с рудной вкрапленностью сульфидов наблюдаются в верховцевской серии.

На основании измерения термо-эдс сульфидных минералов как цемента, так и галечного материала можно предположить, что образование галенитов происходило в интервале температур $70-300^{\circ}$. Кривая распределения накопленных частот термо-эдс галенитов носит ступенчатый характер, свидетельствуя о наличии нескольких его генераций. При этом можно выделить по крайней мере два температурных максимума (60 и 150°), с которыми связано образование значительной части галенита. Температура формирования пиритов нижней свиты колеблется в пределах $25-135^{\circ}$, т.е. образование большей части пирита цемента может быть отнесено к очень низким температурам (осадочно-диагнетические образования по Г.И. Князеву и В.К. Куделе [10]).

Радиографические исследования показывают, что акцессорная урановая минерализация приурочена в главной массе к стратифицированным прослоям пиритов; однако наблюдается и урановая минерализация в гальках. Минераграфическим изучением в этих прослоях установлены повышенные скопления рутила. Распределение урана в галечном материале весьма неравномерное, и по визуальным наблюдениям его содержание на несколько порядков ниже, чем в цементе (см. рис. 2 и 3). Таким образом, с уверенностью установлен и древний доквиворожский возраст урановой минерализации в гальках.

Таблица 1 Изотопный состав свинца и модельный возраст галенитов

| Номер образца | Образец, глубина взятия (м), скв. № 13639 | Изотопный состав, $Pb_{204} = 1$ | | | Возраст, млн. лет | | | | Модель | Средний и принятый возраст, млн. лет |
|---------------|--|----------------------------------|-------|-------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------------------------|
| | | 206 | 207 | 208 | $\frac{206}{204}$ | $\frac{207}{204}$ | $\frac{206}{207}$ | $\frac{208}{204}$ | | |
| 34-1 | Галенит из гальки кварцита, 50,5 м | 15,14 | 15,14 | 33,61 | - | - | 2050 | - | Холмс - Гаутерманс | - |
| | | | | | 2200 | 2200 | - | 2600 | Тугаринов | (2280) |
| | | | | | 2200 | 2400 | - | 2700 | Соботович (II) | 2400±200 |
| | | | | | 1800 | 2300 | - | 2200 | Соботович (I) | - |
| | | | | | - | - | 2020 | 2830 | Рассел-Стантон | - |
| 282 | То же, 88 м | 14,24 | 15,13 | 34,05 | 1880 | - | - | 2540 | Рассел-Каминг | - |
| | | | | | - | - | 2700 | - | Холмс - Гаутерманс | - |
| | | | | | 2600 | 2200 | - | 2500 | Тугаринов | - |
| | | | | | 2600 | 2500 | - | 2500 | Соботович (II) | (2420) |
| | | | | | 2100 | 2300 | - | 2000 | Соботович (I) | 2500±100 |
| 287 | То же, глубина 111,25 | 15,42 | 15,48 | 34,49 | - | - | 2660 | 2600 | Рассел-Стантон | - |
| | | | | | 2250 | - | - | 2350 | Рассел-Каминг | - |
| | | | | | - | - | 2100 | - | Холмс - Гаутерманс | (1980) |
| | | | | | 2100 | 1500 | - | 2200 | Тугаринов | 2100±100 |
| | | | | | 2000 | 2000 | - | 2300 | Соботович (II) | - |
| 249а | Галька, оставшаяся после выделения галенитов обр. № 282 и 287, глубина 88-111,25 м | 15,60 | 15,70 | 34,72 | 1680 | 1800 | - | 1880 | Соботович (I) | - |
| | | | | | - | - | 2000 | 2380 | Рассел-Стантон | - |
| | | | | | 1740 | - | - | 2150 | Рассел-Каминг | - |
| | | | | | - | - | 2200 | - | Холмс - Гаутерманс | (1980)* |
| | | | | | 1950 | 500 | - | 2100 | Тугаринов | 2000±100 |
| 86 | Галенит из гальки только серого кварцита с полиметаллами, глубина 102,4 м | 15,34 | 15,65 | 34,54 | 1900 | 1200 | - | 2100 | Соботович (II) | - |
| | | | | | 1600 | 1200 | - | 1800 | Соботович (I) | - |
| | | | | | - | - | 2100 | 2300 | Рассел-Стантон | - |
| | | | | | 1660 | - | - | 2000 | Рассел-Каминг | - |
| | | | | | - | - | 2350 | - | Холмс - Гаутерманс | (2120)* |
| | | | | | 2150 | 800 | - | 2150 | Тугаринов | 2200±100 |
| | | | | | 2100 | 1400 | - | 2300 | Соботович (II) | - |
| | | | | | 1700 | 1300 | - | 1850 | Соботович (I) | - |
| | | | | | - | - | 2200 | 2350 | Рассел-Стантон | - |
| | | | | | 1780 | - | - | 2100 | Рассел-Каминг | - |

* В расчет не включены значения по Pb^{207}/Pb^{204}

Изучение изотопного состава свинца галенитов, выделенных из галек вторичных кварцитов докриворожского возраста, как обломочного материала в конгломератах нижней свиты криворожской серии, проведено в ИГФМ АН УССР Г.Д. Елисейевой и Ю.А. Слущиким (см. табл. 1). Как видно из этих данных, возраст докриворожских вторичных кварцитов с сульфидами полиметаллов колеблется от 2000–2200 до 2400–2700 млн. лет. При этом на глубине 110 м установлена галька возрастом 2000–2700 млн. лет, на глубине 88 м галька возрастом 2400–2700 млн. лет, а еще выше, на глубине 50 м – галька возрастом 2000–2600 млн. лет, т.е. наблюдается беспорядочное распределение по мощности разновозрастных галек. Следует отметить, что в верховцевской синклинали, представляющей докриворожские образования, также установлены галениты различного возраста: от 2000 до 2700 млн. лет. Следовательно, нижняя возрастная граница криворожской серии датируется возрастом не древнее 2000 млн. лет.

ДАнные О ГЕОХРОНОЛОГИИ НИЖНЕЙ СВИТЫ КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В 1962 г. А.И. Тугаринов и другие геологи [1] опубликовали данные свинцово-изотопных возрастов подстилающего фундамента криворожской серии (2850 ± 100 млн. лет) и осадконакопления (начало седиментации 2850–2500 млн. лет назад, метаморфизм – 2100–1700 млн. лет назад). Н.П. Щербак и другие геологи [2] датировали цирконы и монациты, выделенные из конгломератов и кварц-полевошпатовых песчаников. Полученные значения возрастов варьируют от 2500 до 3050 млн. лет.

В 1963 г. А.И. Тугаринов [цит. по 3] выполнил свинцово-изотопное датирование конгломератов нижней свиты криворожской серии по слюдисто-сульфидному цементу, характеризующемуся повышенным содержанием урана. Получены значения от 2300 до 6000 млн. лет (табл. 2). Анализ этих данных привел А.И. Тугаринова к выводу о том, что осадконакопление имело место в период от 2300 до 2600 млн. лет назад.

Исходя из данных табл. 2, мы попытались провести свинцово-изохронное датирование, предполагая, что не было существенного перерыва в осадконакоплении верхних и нижних горизонтов нижней свиты, а области сноса оставались существенно теми же самыми. Суммарная изохрона, построенная по данным А.И. Тугаринова для верхнего и нижнего горизонта нижней свиты, дает возраст 2200 млн. лет, что ниже каждой изохроны в отдельности, и свидетельствует о генетической разнородности материала, слагающего верхний и нижний горизонты.

На рис. 4 нанесены точки свинцово-урановых отношений. Разброс очень велик, что свидетельствует либо о различном генезисе исследуемых образцов, либо о наложенном метаморфизме. В первом случае полученные значения возраста имеют лишь формальное значение; для проверки второго предположения была произведена обработка данных методом согласованных разнородностей [4].

На рис. 5 приведены полученные результаты. Прямая, по данным А.И. Тугаринова, пересекает кривую согласованных значений в точке, соответствующей значению возраста 2350 млн. лет при "будущем" времени метаморфизма. Отсюда можно сделать вывод о том, что полученный А.И. Тугариновым спектр значений изотопных возрастов (табл. 2) "кажущийся". В то же время этот "спектр" обусловлен не наложенным метаморфизмом (существенных его следов в Pb/U не запечатлено), а фактом анализа смеси фактически генетически разнородного материала. Ураноносный сульфидно-слюдястый цемент являлся, безусловно, постседиментационным образованием, тем не менее включая в себя мелкодисперсный детритный материал, который унаследовал в той или иной степени присущее его материнскому субстрату свинцово-урановое отношение.

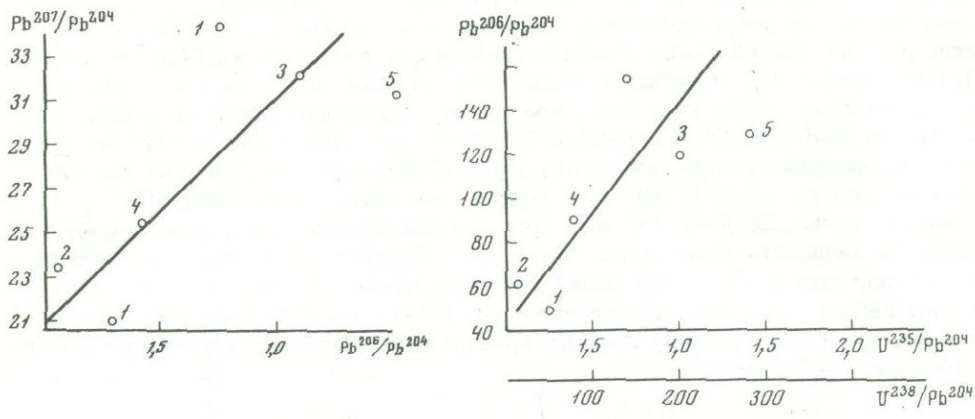


Рис. 4. Свинцово-урановые изохроны, построенные по экспериментальным данным А.И. Тугаринова (1963)

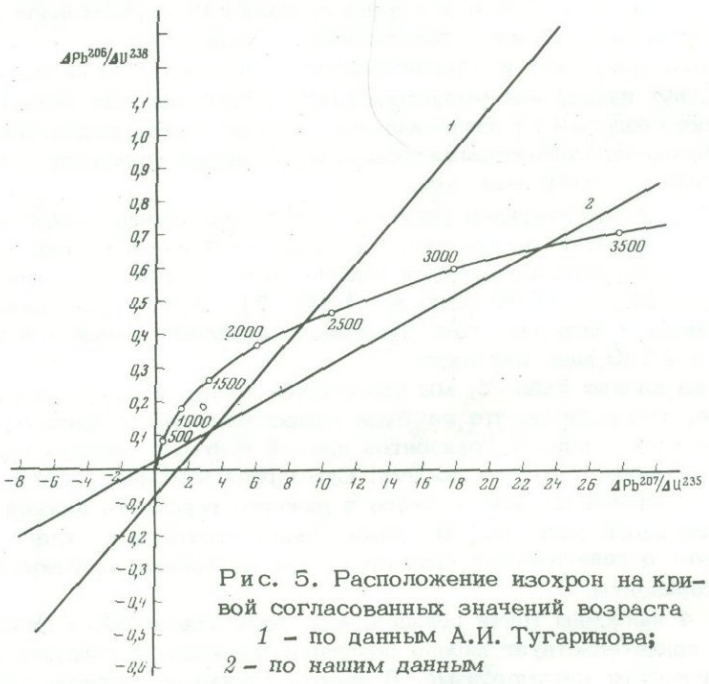


Рис. 5. Расположение изохрон на кривой согласованных значений возраста
 1 - по данным А.И. Тугаринова;
 2 - по нашим данным

Поскольку этот детритус, в общем, был более древним, чем время минерализации (возможно, совпадающим со временем осадконакопления), получилось в среднем "удревнение" возраста. Большой разброс точек на рис. 4 и 5 свидетельствует о генетической неоднородности исследованных им образцов.

Любопытно, что возраст по циркону и монациту, выделенных Н.П. Щербаком из конгломератов нижней свиты (табл. 3), оказывается равным по Pb^{206}/U^{238} - 2280, по Pb^{207}/U^{235} - 2620 и по $Pb^{207}-Pb^{206}$ - 2890 млн. лет. Эти минералы скорее всего представляют собой детритный материал, переработанный во время или после осадконакопления. Наиболее достоверное значение возраста этих минералов - 2890 млн. лет.

Таким образом, имеющиеся данные как будто свидетельствуют о том, что время конца осадконакопления или время слабого метаморфизма нижней свиты криворожской серии можно оценить в 2100 ± 200 млн. лет, а возраст детритного материала приближается к 3000 млн. лет.

Таблица 2

Возраст слюдисто-сульфидного цемента конгломератов нижней свиты криворожской серии (А.И. Тугаринов, 1963)

| Номер п/п | Место взятия образца | 10 ⁻⁴ , г/г | | Изотопный состав свинца | | | | Возраст, млн. лет | | |
|-----------|--|------------------------|-----|-------------------------|-------|-------|-------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | U | Pb | 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{207}{208}$ | $\frac{206}{238}$ | $\frac{207}{235}$ |
| 1 | Центральное Криворожье, нижний горизонт | 6,3 | 12 | 0,98 | 44,31 | 18,75 | 36,05 | 2670 | 3460 | 2980 |
| 2 | То же | 1,3 | 14 | 0,77 | 46,05 | 17,64 | 35,54 | 2680 | 6000 | 4880 |
| 3 | " | 6,2 | 6 | 0,44 | 52,10 | 14,23 | 33,23 | 2600 | 2680 | 2650 |
| 4 | Центральное Криворожье, верхний горизонт | 1 | 1,8 | 0,62 | 55,48 | 15,46 | 28,14 | 2300 | 2320 | 2390 |
| 5 | Южное Криворожье, верхний горизонт | 130 | 9,3 | 0,43 | 54,99 | 13,41 | 13,17 | 2230 | 2330 | 2270 |
| 6 | То же | 7,4 | 4,6 | 0,23 | 73,42 | 13,24 | 14,11 | 2270 | 2670 | 2430 |
| 7 | " | 0,96 | 2 | 0,31 | 48,46 | 10,81 | 40,42 | 2280 | 4750 | 3060 |

Таблица 3

Содержание U, Pb и атомные отношения в цирконе и монаците из осадочных пород нижней свиты криворожской серии (Н.П. Щербак, 1969)

| Номер п/п | 10 ⁻⁴ г/г | | Pb ²⁰⁴ , % | Атомные отношения (Pb ²⁰⁴ = 1) | | | |
|-----------|----------------------|-----|-----------------------|---|-------|-------|------|
| | U | Pb | | 238 | 235 | 206 | 207 |
| 1 | 2,8 | 1,6 | 0,205 | 731,4 | 5,300 | 348,5 | 79,0 |
| 2 | 9,0 | 64 | 0,113 | 106,6 | 0,77 | 86,3 | 26,0 |

РЕЗУЛЬТАТЫ СВИНЦОВО-ИЗОХРОННОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для анализа был представлен образец зерна мелкогалечных конгломератов и гравеллитов, поднятого с глубины 58–72 м нижнего горизонта (нижней свиты) с восточного крыла замыкания криворожской синклинали (района ЮОК).

Образец был измельчен и рассеян на пять фракций: от < 0,14 до 1 мм. Кроме того, из него были выделены серый шлик и чистая кварцевая галька.

Предполагалось, что рассеивание автоматически приведет к разделению породы на фракции, различающиеся по своим свинцово-урановым отношениям и, следовательно, по изотопному составу заключенного в них свинца. И это оказалось справедливым.

В табл. 4 приведены результаты анализа этих фракций, а в табл. 5 – вычисленные атомные отношения и значения изохронных возрастов.

Сравнивая эти данные с данными, приведенными в табл. 2, можно видеть, что распространенность урана и свинца в наших пробах, в общем, на порядок меньше, вариации изотопного состава свинца от пробы к пробе также значительно меньше. Это и понятно, поскольку мы исследовали галечный конгломерат, чтобы оценить его возраст и время возможного метаморфизма, а не ураноносный слюдистый цемент, возраст которого должен был бы отвечать времени метаморфизма галечного конгломерата.

На рис. 6 приведена изохрона Pb^{207}/Pb^{206} , наклон которой, вычисленный методом наименьших квадратов, соответствует значению возраста $2980 \pm$

Таблица 4

Содержание U, Th, Pb и изотопный состав свинца в конгломератах нижней свиты криворожской серии

| Фракции, мм | Содержание 10^{-6} | | | Изотопный состав свинца, % | | | |
|-------------|----------------------|------|-----|----------------------------|-------|-------|-------|
| | U | Th | Pb | 204 | 206 | 207 | 208 |
| 1-0,5 | 27,5 | 0,4 | 55 | 1,014 | 37,87 | 21,18 | 39,96 |
| 0,5-0,25 | 15,5 | 0,33 | 92 | 1,080 | 36,79 | 21,02 | 21,10 |
| 0,25-0,14 | 60 | 0,5 | 73 | 1,062 | 37,66 | 20,94 | 40,34 |
| 0,14-0,1 | 27,5 | 0,8 | 23 | 1,107 | 36,19 | 21,29 | 41,40 |
| 0,1 | 41 | 0,6 | 114 | 1,043 | 37,48 | 21,02 | 40,44 |
| Серый шлик | 72 | - | 221 | 1,174 | 32,55 | 22,10 | 44,16 |
| Галька | | | | 1,492 | 23,28 | 23,43 | 51,81 |

Таблица 5

Атомные отношения и изохронный возраст конгломератов нижней свиты криворожской серии

| Фракции | Атомные отношения ($Pb^{204} = 1$) | | | | | | Изохронный возраст, млн. лет* |
|------------|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------|
| | 238 | 235 | 232 | 206 | 207 | 208 | $\frac{207}{206}$ |
| 1-0,5 | 42,25 | 0,306 | 0,631 | 37,28 | 20,87 | 39,38 | 2980 \pm 150 |
| 0,5-0,25 | 13,35 | 0,096 | 0,469 | 34,06 | 19,46 | 38,05 | ($a=12, 43\pm 0,35$; |
| 0,25-0,14 | 66,31 | 0,481 | 0,567 | 35,45 | 19,71 | 37,98 | |
| 0,14-0,1 | 92,55 | 0,671 | 2,763 | 32,69 | 19,23 | 37,40 | $b=0,214\pm 0,0019$) |
| 0,1 | 29,55 | 0,214 | 0,444 | 35,92 | 20,15 | 38,75 | |
| Серый шлик | 23,78 | 0,172 | - | 27,72 | 18,82 | 37,61 | |
| Галька | | | | 15,60 | 15,70 | 34,72 | |

* Согласованные разности - 3280.

± 150 млн. лет. Оно совпадает с результатами, полученными по цирконам и монацитам, исследованным Н.П. Щербаком.

Поскольку исследуемый конгломерат представлял собой единую пробу, можно было бы предположить, что данный участок толщи слагался из генетически однородного материала единой области сноса. При идеальных условиях отсутствия последующего перераспределения урана и свинца экспериментально найденные отношения свинца к урану и особенно свинца к торью¹ должны были бы дать нам примерно такой же возраст. Однако, как видно из рис. 7 - 9, экспериментальные точки разбросаны весьма хаотично. Никаких изохрон построить нельзя. Отсюда следует, что либо имел место очень сильный метаморфизм, либо образец сложен генетически различным материалом. Первая возможность опровергается геолого-минералогическими исследованиями, а также и анализом изотопных данных.

Так, предполагая хотя бы приблизительную генетическую однородность минеральных составляющих образца, мы обработали полученные данные методом согласованных разновидностей. На рис. 5 приведены результаты этой обработки. Точки располагаются на графике с довольно большим разбросом (гораздо большим, чем в случае со слюдистым цементом А.И. Тугаринова), но тем не менее позволяют соединить их прямой линией, которая пересекает кривую со-

¹ Торий - немиграционно способный элемент. Торий-свинцовое отношение наиболее устойчиво к наложенным процессам, поэтому торий-свинцовая изохрона должна была бы давать значение возраста, приближающееся к истинному [5, 6].

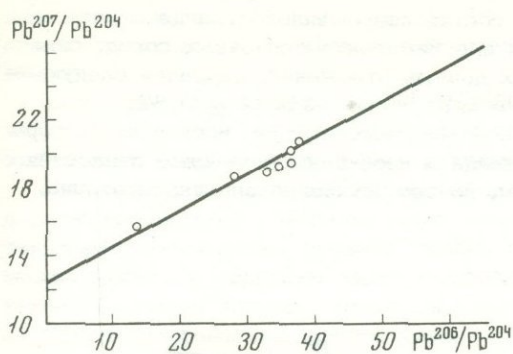


Рис. 6. Свинцово-свинцовая изохрона, построенная по экспериментальным данным

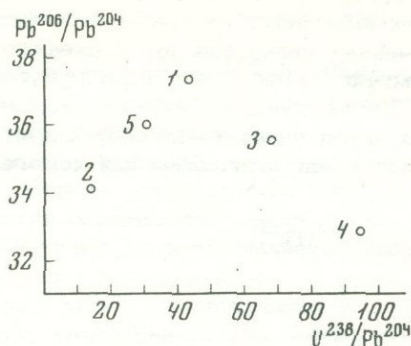


Рис. 7. Отношения 206/204 и 238/204 в конгломератах нижней свиты кри-ворожской серии

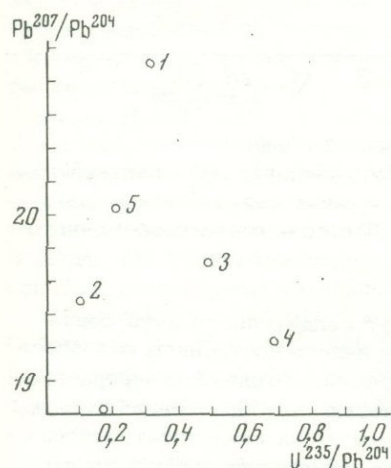


Рис. 8. Отношения 207/204 и 235/204 в конгломератах нижней свиты кри-ворожской серии

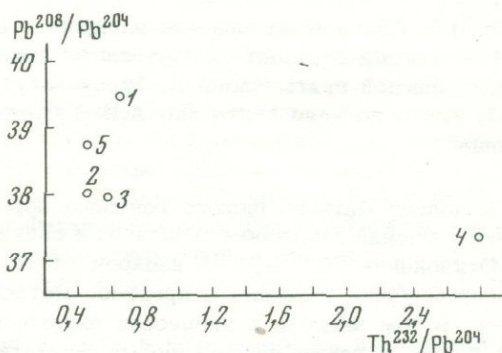


Рис. 9. Отношения 208/204 и 232/204 в конгломератах нижней свиты кри-ворожской серии

гласованных значений возраста в верхней ее ветви где-то в районе 3280 ± 1000 млн. лет и в нижней ветви в районе 100 ± 300 млн. лет (практически современное изменение Pb/U). Большая ошибка в значениях возрастов однозначно свидетельствует о генетической, а возможно, и геохронологической неоднородностях минеральных составляющих исследованного образца конгломерата. Значение "истинного" возраста практически совпадает с таковым, полученным по свинцово-свинцовой изохроне, и отражает некий средний возраст детритного материала. Следов сколько-нибудь интенсивного метаморфизма, 2 млрд. лет назад существенно изменившего бы Pb/U , не обнаруживается.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

В 1965 г. было показано [8], что свинцово-свинцовые изохроны магматических пород СССР пересекаются в одной точке с координатами $Pb^{206}/Pb^{204} = 19,11 \pm 0,28$ и $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,95 \pm 0,02$. В дальнейшем [5,6] оказалось, что магматические породы США пересекаются в точке с несколькими иными координатами, а именно: $Pb^{207}/Pb^{204} = 18,37 \pm 0,51$ и $Pb^{207}/Pb^{204} =$

$= 15,71 \pm 0,10$. Обобщенный изотопный состав современного свинца с учетом всех имеющихся данных, в том числе и для хемогенно-осадочных пород, современных свинцовых руд и океанических донных отложений, оказался следующим: $Pb^{206}/Pb^{204} = 18,90 \pm 0,66$ и $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,84 \pm 0,32$.

Таким образом, прохождение свинцово-свинцовых изохрон исследуемых горных пород через точку современного свинца – необходимое условие отнесения пород к магматическим или хемогенным, но тем не менее оно недостаточно.

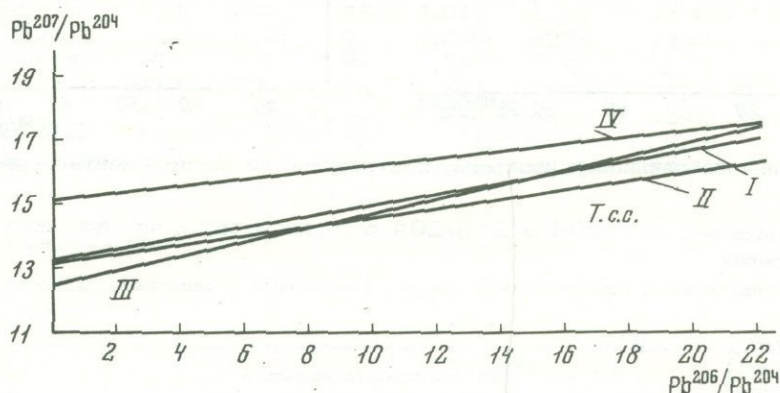


Рис. 10. Свинцово-свинцовые изохроны криворожской серии

I – нижний горизонт нижней свиты (по А.И. Тугаринову); II – верхний горизонт нижней свиты (по А.И. Тугаринову); III – нижняя свита (данные авторов); IV – верхняя свита (по А.И. Тугаринову); Т.с.с. – точка современного свинца

В пользу магматического генезиса пород могут свидетельствовать совпадения значений свинцово-свинцового и свинцово-ториевого изохронных возрастов.

Отклонение $Pb^{207}-Pb^{206}$ изохрон от точки современного свинца с перераспределением урана и свинца в процессе метасоматических преобразований горных пород, в том числе и в процессах литогенеза и диагенеза осадочно-терригенных пород, а также палингенно-метасоматического замещения в условиях ультраметаморфизма. Вследствие этого значение возраста, устанавливаемое по таким изохронам, отвечает времени в интервале от образования исходного субстрата до проявления наложенного на него процесса. В связи с этим и Pb^{207}/Pb^{206} изохронный возраст таких пород не показывает время их образования, а фиксирует последующие преобразования и, естественно, моложе возраста исходной породы. Исключение могут составлять терригенные горные породы, не подвергшиеся региональному метаморфизму. На их Pb^{207}/Pb^{206} изохронный возраст могут оказывать влияние реликтовый свинец из кластического материала горных пород, подвергшихся разрушению.

Как видно из рис. 10, через точки Тсс проходит лишь изохрона проб сульфидного цемента, выделенного А.И. Тугариновым из верхнего горизонта нижней свиты. Все остальные изохроны располагаются выше точек Тсс, особенно изохрона, построенная для ураноносного цемента конгломератов верхней свиты. Последнее обстоятельство однозначно указывает на генетическую разновидность материала, формировавшего верхнюю (изохрона IV) и нижнюю (изохроны I и II) свиты. Изохрона (III), построенная по галечному конгломерату (нижняя свита), генетически близка к изохроне ураноносного сульфидно-слюдистого цемента нижнего горизонта нижней свиты (изохрона I) и несколько отличается от изохроны цемента верхнего горизонта нижней свиты. Это вполне может быть, поскольку верхний и нижний горизонты, опробованные А.И. Тугариновым, пространственно разобщены.

Значения модельных возрастов галенитов, приведенные в табл. 1, дают основание высказать некоторые соображения относительно генетической принадлежности свинцового рудопроявления. Как известно, существует две принципиальные

модели образования рудного свинца. Одна (европейская) основана на предположении первоначальной гомогенности Pb/U в земле в целом, другая (канадская) предполагает подобную гомогенность в земной коре и в верхних отделах мантии.

В соответствии с этим первая модель принимает в качестве меры первоначального свинца – свинец железных метеоритов, а вторая опирается на изотопный состав современного свинца и кларки урана, тория и свинца.

Имеется несколько разновидностей модельных построений, часто включающих в себя те или иные элементы обеих моделей. Обычно исследователь прежде, чем вычислить возраст рудного свинца, задается определенной моделью, но можно решить и обратную задачу: по полученным возрастным значениям попытаться выяснить вопрос о происхождении свинцовой минерализации.

Проанализированные свинцы (табл. 1) можно отнести к обыкновенным. Ярко выраженных следов аномальности они не несут, кроме свинца обр. 249а, который, собственно, и не представляет собой рудную минерализацию. Это силикатная часть, оставшаяся после выделения из галечной составляющей галенита и содержащая заметное количество урана. Поэтому вполне понятна повышенная радиогенность урановых свинцов. Тория в конгломератах на два порядка меньше, чем урана (табл. 4), поэтому $208/204$ практически не изменилось за время существования данного образца. Если бы исследованные нами галениты образовались во время или после осадконакопления и своим источником имели бы детритный материал, то мы должны были бы ожидать наличия аномальных свинцов. Измеренные же свинцы имеют разный возраст, но не аномальны. А это обстоятельство подтверждает минералогические доказательства сингенетичности галек и заключенной в них свинцовой минерализации. В противном случае возраст свинцовой минерализации был бы всюду одинаков, если, конечно, не предполагать многократных проявлений наложенных процессов в период 2–3 млрд. лет назад. Последнее, однако, привело бы к появлению аномальных свинцов, которых мы не наблюдаем. Вычисленные значения возраста по моделям, тяготеющим к европейской (Холмс–Гаутерманс, Тугаринов–Войткевич, Собонович II) или канадской (Рассел–Фаркуар–Каминг, Рассел–Фаркуар–Стантон, Собонович I), не дают возможности отдать предпочтение тому или иному принципиальному построению. Разброс значений возраста в обоих случаях достаточно велик.

Как указывалось, распространенность тория в конгломератах криворожской серии значительно меньше, чем урана, и торий–свинцовое отношение также очень мало. Поэтому за основу геохронологической интерпретации, по-видимому, наиболее целесообразно принимать возраст, полученный по Pb^{208}/Pb^{204} . Поскольку, с нашей точки зрения, все модели равнозначны, примем модель Собоновича II.

В соответствии с изложенным в последней графе табл. 1 даются два значения возраста: первое (в скобках) – среднее из всех (кроме явно выпадающих), второе – принятое, исходя из модели Собоновича II.

В пределах ошибки эти значения совпадают. Они однозначно свидетельствуют о разновозрастности сульфидной минерализации, причем минимальные значения (2000–2200 млн. лет), по-видимому, можно отнести ко времени начала осадконакопления криворожской толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проделанной работы можно сделать вывод о том, что криворожские конгломераты нижней свиты сложены генетически различным детритным материалом со значением среднего возраста, приближающимся к 3 млрд. лет. Не исключена возможность того, что сносимый в криворожский бассейн материал имел бы к настоящему времени возраст в пределах 2,5–3,5 млрд. лет. Поскольку в целом исследованные образцы не несут на себе минералогически заметных следов наложенных процессов (по крайней мере температура не под-

нималась выше 300°C) и, следовательно, свинцово-урановое отношение не изменялось во время жизни этих образцов, разброс экспериментальных свинцово-урановых и свинцово-ториевых данных (а следовательно, и неоднозначность геохронологической интерпретации) указывает на различную генетическую природу минеральных составляющих исследованного конгломерата. Обработка данных методом согласованных разностей приводит нас к выводу о том, что значение среднего возраста конгломерата (3350 ± 1000 млн. лет) в общем совпадает со значением возраста, полученным по $Pb^{207}-Pb^{206}$ изохроне (2980 ± 150 млн. лет). Современное изменение Pb/U , фиксируемое методом согласованных разностей, свидетельствует об отсутствии существенного перераспределения свинца и урана во время жизни породы вплоть до момента ее исследования. Если и имели место наложенные процессы, то их проявление вызвало эффект второго порядка по сравнению с первоначально заложеной в конгломератах генетической неоднородностью их составных частей.

Поскольку значения возраста сульфидных рудопроявлений, а также возраста ураноносного цемента лежат в пределах 2000–2300 млн. лет, эти объекты можно рассматривать в качестве новообразований по сравнению с обломочным материалом конгломератов, хотя процессы, породившие эти новообразования, существенно не затронули галечную составляющую.

Весьма интересно то обстоятельство, что изохронными методами подтверждается действительная генетическая разнородность верхней и нижней свит криворожской осадочной толщи.

В связи с изложенным имеющийся спектр геохронологических результатов по нижней свите криворожской серии (2–3 млрд. лет) скорее всего объясняется соотношением в анализируемом образце новообразований ($T = 2000$ млн. лет) и галечного материала ($T = 2500-3500$ млн. лет).

В качестве методического вывода можно отметить способ датирования единого образца породы, разделенного на фракции путем рассеивания на ситах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Бибилова Е.В. О возрасте пород криворожской серии. – Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
2. Щербак Н.П., Половко Н.И., Левкосяк И.Ю. Ізотопний вік акцесорних мінералів нижньої світи криворізької серії. – Геол. ж., 1969, 29, вип. 3.
3. Семененко Н.П. Геохронология докембрия Украины. Киев, "Наукова думка", 1965.
4. Собонович Э.В., Гращенко С.М. К вопросу о возрасте радиоактивных минералов Витватерсранда. – Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.
5. Собонович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, 1970.
6. Рудник В.А., Собонович Э.В., Искандерова А.Д. Свинцово-свинцовые отношения как основа периодизации докембрия. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
7. Тугаринов А.И., Зыков С.И., Бибилова Е.В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. – Геохимия, 1963, № 3.
8. Собонович Э.В., Гращенко С.М. Изотопный состав современного свинца как критерий возраста единичных образцов изверженных пород. – Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 4.
9. Белевцев Я.Н. Проблемы металлогении Украины: Киев, "Наукова думка", 1964.
10. Князев Г.И., Куделя В.К. Полупроводниковые свойства галенитов и пиритов как критерий условий рудообразования. Киев, "Наукова думка", 1969.

*Л. В. Бойко, И. Н. Бордюнов, Г. Д. Елисеева,
В. Д. Ладиева, В. И. Орта, Л. Н. Полетаева,
О. М. Струева, В. А. Стульчиков, Э. А. Ярошук,
Ю. Б. Бабков, М. Н. Довгань*

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Докембрийские образования Среднего Приднепровья представлены суперкрупными и гранитоидными комплексами. Суперкрупный комплекс складывается различными осадочно-вулканогенными формациями складчатого строения, мощность толщ которых достигает 10 км и более. Гранитоиды распространены преимущественно в виде крупных полей мигматитов, небольших массивов и тел гранитов.

Наиболее хорошо изучены в этом регионе суперкрупные толщи. В настоящее время с достаточной детальностью выяснен их вещественный состав и произведено внутреннее стратиграфическое расчленение.

В то же время возрастные соотношения этих толщ вызывают острые споры среди исследователей. Предлагаются одно-, двух-, и трехъярусное подразделение этих толщ и выделение синхронных по времени магматических интрузий.

Среди авторов настоящего сообщения имеются представители разных точек зрения, что, однако, не помешало им объединить свои усилия для всестороннего изучения одного из самых древних регионов Украинского щита.

Полученные к настоящему времени геологические, геофизические и геохронологические данные свидетельствуют о длительной и сложной истории геологического развития Среднего Приднепровья в докембрии. Активные геологические процессы проходили здесь в интервале 3500-1700 млн. лет, что позволяет рассматривать этот регион как сложное многоярусное сооружение, состоящее из существенно разновозрастных элементов.

Геологическую историю Среднего Приднепровья Н.П. Семененко и другие геологи [13-15] разделяют на следующие крупные тектоно-магматические этапы (мегациклы) докембрия: 3500-2700 млн. лет (докембрий I), 2700-2000 млн. лет (докембрий II), 2000-1700 млн. лет (докембрий III).

В докембрии I выделяются конкская (3500-3000 млн. лет) и днепровская (3000-2700 млн. лет) эпохи формирования самых нижних ярусов земной коры, к которым относится Конкско-Белозерский синклинальный пояс, Запорожский, Демуриноско-Кудашевско-Софиевский и Саксаганский синклинальные блоки.

В этих стабилизированных участках земной коры сохранились относительно слабо переработанные метаморфические осадочно-вулканогенные формации. Подобные по вещественному составу формации, как теперь выяснилось, характерны для всех последующих эпох накопления суперкрупных толщ.

В Конкско-Белозерском поясе выделяются Конкский, Белозерский, Славгородский и Дерезоватский синклинальные структуры. Геохронологические исследования, которые проводятся в этом поясе с 1960 г., установили большой диапазон процессов минералообразования от 3550 до 1700 млн. лет, на основании чего при сопоставлении с соответствующими эпохами минералообразования в других районах Среднего Приднепровья было установлено пять возрастных групп, отвечающих времени метаморфизма, складкообразования и магматизма.

К древним образованиям этого пояса в последнее время были отнесены метабазитовые формации Дерезоватского района, расположенные в северной части Конкско-Белозерского пояса, возраст которых, определенный по роговой обманке, достигает 3000 млн. лет.

Время накопления осадочно-вулканогенных толщ белозерской серии, установленное по циркону, 3000 млн. лет.

К древнейшим геосинклинальным образованиям конкской и днепровской эпох относятся также гнейсы, амфиболиты и метаморфические сланцы зулы-роман-

Таблица 1

Определение изотопного возраста сульфидных минералов в Среднем

| Район | Место отбора образца | Порода | Минерал | Изотопный состав свинца, % | | | |
|---------------|---------------------------------|--|---------|----------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | | | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ |
| Белозерский | Шахта грузовая | Осадочно-вулканогенная толща с жилами | Галенит | 1,00 | 13,51 | 14,40 | 32,44 |
| " | " | То же | " | 1,00 | 13,67 | 14,88 | 33,34 |
| Верховцевский | Скв. №26102 грановский профиль | Тальк-карбонатная порода | " | 1,00 | 13,49 | 14,60 | 33,06 |
| " | Скв. 10622, Алферовский участок | Кварцевая жила в фукситовом кварците | " | 1,00 | 13,59 | 14,88 | 33,33 |
| " | Скв. 10628, там же | То же | " | 1,00 | 13,59 | 14,95 | 33,13 |
| " | Скв. 4116, Кудашевский участок | Кварцевый прожилок в породах тальк-хлоритового состава | " | 1,00 | 13,70 | 14,69 | 33,45 |

* Вероятный возраст 2700–2900 млн. лет.

ковской серии возрастом 3200–2750 млн. лет, сохранившиеся в Запорожском блоке в виде отдельных останцов среди гранитоидов.

Следующая эпоха – базавлукская – 2700–2300 млн. лет. В геосинклинальный этап этого времени образовались мощные толщи осадочно-вулканогенных формаций, широко развитых в правобережной части Среднего Приднепровья в виде брахисинклинальных структур Верховцевского, Сурского, Чертомлыкско-Соленовского районов, а также многочисленных крупных тел и массивов метабазитов: Софиевского, Апостолово-Александровского, Орловского, Лошкаревского и других, слагающих Базавлукский складчатый пояс.

При дальнейших процессах складкообразования синклинальные структуры Верховцевского, Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов не были впоследствии переработаны более молодыми гранитоидами, и поэтому здесь сохранились сравнительно слабо метаморфизованные древние образования.

Работами последних лет на территории Базавлукского пояса в Алферовском участке Верховцевского района установлены, по мнению Н.П. Семененко, выступы древнего гранитоидного фундамента, относящегося по времени образования к белозерской эпохе – 3000 млн. лет (по циркону). В кератофировых туфо-песчаниках возраст кластогенного циркона, вынесенного, по предположению Н.П. Семененко, из древних подстилающих толщ, также 3000 млн. лет.

В Сурском районе наряду с цифрами возраста древнейшего метаморфизма и складкообразования, установленными по роговой обманке, определен в настоящее время возраст образования роговой обманки в метабазитах, равный 2960 млн. лет. Близкие этой цифре значения возраста получены по галенитам из жил, секущих суперкрупные толщи (табл. 1). Это заставляет предпо-

| Модель Холмса-Хоутерманса | Возраст, млн. лет | | | |
|---------------------------|----------------------------------|------------|----------------------------------|------------|
| | Модель Рассела-Фаркуара-Камминга | | Модель Рассела-Стантона-Фаркуара | |
| | Рь 206/204 | Рь 208/204 | Рь 206/207 | Рь 208/204 |
| 2660 | 2550 | 3030 | 2700 | 3400 |
| 2920 | 2490 | 2640 | 2900 | 2950 |
| 2850 | 2550 | 2760 | 2870 | 3100 |
| 2990 | 2510 | 2660 | 3000 | 2940 |
| 3040 | 2510 | 2740 | 3040 | 3060 |
| 2740 | 2480 | 2600 | 2700 | 2960 |

лагать, что, возможно, область Базавлукского пояса более древняя, чем считалось ранее [2, 3, 13, 14].

В следующую эпоху – саксаганскую метабазитовую – 2300–2000 млн. лет – происходили осадконакопление, складкообразование и метаморфизм в Восточно-Саксаганском и Орехово-Павлоградском поясах.

К суперкрупным образованиям Восточно-Саксаганского пояса относятся метабазиты, подстилающие криворожскую серию, и метабазиты, слагающие структуры северо-западного простирания, которые примыкают с востока к Криворожско-Кременчугскому поясу. Южнее окончания этого пояса геолог В.А. Федорцов установил новый район северо-западного простирания – Архангельский, сложенный крупными останцами амфиболитов и амфиболовых сланцев среди плагиигранитов и их мигматитов.

Датирование геологических процессов, происходивших на территории Восточно-Саксаганского пояса, показало, что в Могринском, Шматковском и Южно-Кременчугском районах возраст древнейшего метаморфизма и складкообразования, измеренный по роговым обманкам, составляет 2400–2000 млн. лет, в Южно-Желтореченском районе – 2300–2000 млн. лет, в Девладовско-Терновском районе – 2100–1950 млн. лет, в Центральном Криворожском районе – 2150–2000 млн. лет. Возраст роговых обманок из мигматитов и амфиболитов, вмещающих известные девладовские дайки габбро-перидотитов, равен соответственно 2200 и 2000 млн. лет. Первые определения изотопного возраста роговых обманок из метабазитов Высокопольского и Архангельского районов дали соответственно цифры 2260 и 3000 млн. лет (табл. 2).

Исследование изотопного возраста метаморфических пород в этих районах продолжается. Если цифра 3000 млн. лет для метабазитовых толщ подтвердится, то это будет значить, что обнаружен тот древний структурный ярус белохерской эпохи (3000–2700 млн. лет), на котором закладывался Криворожско-Кременчугский синклиналильный пояс в криворожскую эпоху (2000–1700 млн. лет)

Таблица 2

Неопубликованные данные определения калий-аргоновым методом изотопного возраста минералов и пород Среднего Приднепровья

| Район | Место отбора образца | Порода | Минерал | Содержание | | Возраст, млн. лет |
|----------------|---------------------------------|--|-----------------|------------|--|-------------------|
| | | | | K, % | A ⁴⁰ ·10 ⁻⁷ г/град | |
| Демурирский | Карьер Савро | Дайка габбро-диабазы | По породе | 0,35 | 0,544 | 1495 |
| Девладовский | Село Довгивка | Амфиболит, вмещающий дайку габбро-перидотита | Роговая обманка | 0,66 | 1,530 | 1960 |
| " | То же | То же | То же | 0,97 | 3,222 | 2000 |
| Криворожский | Штольня "Объединенная" | Амфиболит | " | 0,22 | 0,557 | 2000 |
| Верховцевский | Участок Алферовский, скв. 10602 | " | " | 0,54 | 1,312 | 2000 |
| Саксаганский | Устье балки Приворотная | " | " | 0,27 | 0,694 | 2080 |
| Девладовский | Село Довгивка | Мигмагит | " | 0,75 | 2,136 | 2215 |
| Верховцевский | Участок Алферовский, скв. 10638 | Плагиогранит | Биотит | 7,2 | 21,182 | 2250 |
| Высокопольский | Скв. 573 | Амфиболит | Роговая обманка | 0,27 | 0,800 | 2260 |
| Каменковский | Карьер Токовский | Базавлукит (метасоматит) | То же | 0,53 | 1,883 | 2300 |
| " | То же | " | " | 0,83 | 2,595 | 2330 |
| Верховцевский | Участок Алферовский, скв. 10614 | Зальбанд кварцевой жилы в амфиболите | Биотит | 7,2 | 23,14 | 2375 |
| Кременчугский | Село Мотрино, скв. 89-с | Амфиболит | Роговая обманка | 0,32 | 1,181 | 2400 |
| Саксаганский | Село Чумаковка, район Саксагань | Базавлукит (метасоматит) | То же | 0,42 | 1,445 | 2465 |
| Верховцевский | Участок Алферовский, скв. 10603 | Амфиболит рассланцованный | " | 0,40 | 1,46 | 2500 |
| " | Там же, скв. 10603 | Метасоматит рогово-обманковый, крупнозернистый | " | 0,45 | 1,646 | 2550 |
| " | " | Реликт биотит-роговообманкового сланца в граните | " | 0,3 | 1,116 | 2570 |
| Демурирский | Карьер Савро | Дайка габбро-диабазов | " | 0,42 | 1,594 | 2615 |
| Верховцевский | Участок Алферовский | Гранит-порфир | " | 0,5 | 2,019 | 2700 |
| Каменковский | Карьер Токовский | Базавлукит (метасоматит) | " | 0,61 | 2,848 | 2875 |
| Конкский | Скв. 14145 | Гнейс амфибол-биотитовый | " | 0,35 | 1,584 | 2880 |
| " | Скв. 24 | Амфиболит | " | 0,37 | 1,708 | 2900 |
| " | Скв. 24 | " | " | 0,80 | 3,755 | 2920 |
| Саксаганский | Карьер Октябрьский | Метасоматит плагиоклаз-роговообманковый, крупнозернистый | " | 1,2 | 5,980 | 2940 |
| Сурский | Скв. 10403 | Метабазит | " | 0,42 | 1,833 | 2960 |
| Конкский | Скв. 14146 | Гнейс амфибол-биотитовый | " | 0,86 | 4,272 | 2970 |
| Архангельский | Скв. 15378 | Амфиболит | " | 0,40 | 1,968 | 3000 |
| Конкский | Скв. 26 | " | " | 0,39 | 1,951 | 3000 |
| Дерезоватский | Скв. 415/1 | " | " | 0,21 | 0,106 | 3000 |

Для понимания вопросов взаимоотношений суперкрупных толщ большое значение имеет определение изотопного возраста гранитоидов, датируемых по циркону, монашиту и ортиту.

Анализ гранитного магматизма позволяет разделить кислые плутонические породы в Среднем Приднестровье на несколько крупных парагенетических ассоциаций гранитоидов — формационных типов, каждый из которых характеризуется определенной геологической обстановкой формирования, общностью минералогическими петрографическими признаками и близостью генетических и фациальных условий образования. Широко представлен плагиогранит-гранодиорит-мигматитовый формационный тип, объединяющий гранитоиды петрографически пестрого состава с преобладанием натрий-кальциевых гранитоидов повышенной основности. Главной особенностью гранитов этой формации является теснейшая связь с породами вмещающей гнейсо-амфиболитовой толщи. Геологическое положение позволяет считать их автохтонными образованиями, связанными по происхождению с ранними этапами гранитизации. Гранитоиды этого формационного типа образуют ряд массивов, представляющих собой неопределенной формы поля, сложенные гранитами и соответствующего состава мигматитами.

Результаты геологических и геохронологических исследований позволяют среди гранитоидов данного типа выделить несколько возрастных групп (табл. 3). Прежде всего границы этого типа, несомненно, гетерогенны и разновозрастны. Получены многочисленные данные о существовании сравнительно древних аплит-пегматоидных микроклиновых гранитов, принадлежащих к той же возрастной группе, что и олигоклазовые граниты Днепра. Возраст этих гранитов составляет 2800–2600 млн. лет. Образовались они, несомненно, позже плагиогранитов, но значительного временного разрыва, как показывают геохронологические исследования, не было.

К докриворожским образованиям следует относить и токовские граниты, так как возраст аксессуарных минералов этих гранитов, как и возраст секущих их метасоматических образований и даек диабазов, значительно древнее криворожского возраста. Изотопный возраст гранитов по циркону 2650–2700 млн. лет. Образовавшиеся по граниту роговообманково-альбитовые метасоматиты (базальциты) и секущие гранит дайки амфиболитованных диабазов имеют изотопный возраст по роговой обманке соответственно 2200–2400 и 2550 млн. лет.

Хорошо геологически обосновано существование широко развитых молодых посткриворожских розовых аплитовидных микроклиновых гранитов. Как известно, возраст этих гранитов по монашиту, по данным лаборатории ГЕОХИ АН СССР, 1900 млн. лет.

В Среднем Приднестровье (особенно в западной части) широко распространены дайки диабазов, которые, как правило, секут все известные породы суперкрупных и гранитоидных формаций. Представлены диабазы оливин-пироксеновой и пироксеновой разностей и их амфиболитованными аналогами.

Изучение времени образования и метаморфизма этих интересных образований проводится давно калий-аргоновым методом по породе для неизмененных диабазов и по роговой обманке для амфиболитованных разностей [1, 4, 6].

Внедрение даек диабазов происходило на протяжении длительного отрезка геологической истории Среднего Приднестровья в интервале 2700–1200 млн. лет. Более древние возрасты даек диабазов на этой территории пока не установлены. Следует также отметить, что на территории Базальцукского пояса нет даек древнее 2700 млн. лет и моложе 1700 млн. лет, а на территории Восточно-Саксаганского пояса древнее 2200 млн. лет и моложе 1200 млн. лет.

Геологические и геохронологические исследования позволяют достаточно четко разделить диабазы на три группы по времени внедрения: 2700–2300, 2300–2000 и 2000–1200 млн. лет.

В последние годы в Среднем Приднестровье выявлены широко распространенные участки проявления различных процессов метасоматоза, с которым связаны рудопроявления цветных, редких и рассеянных элементов. В этом регионе известны такие типы метасоматоза: калиевый (сиениты, фениты, микроклиниты), барий-натрий-кальций-железистый (роговообманково-альбитовые породы — ба-

Таблица 3

Неопубликованные данные определения урано-ториево-свинцовым методом изотопного возраста пород Среднего Приднепровья

| Район | Место отбора образца | Порода | Минерал | Изотопный состав свинца | | | | Возраст, млн. лет | | | |
|--------------------------------|----------------------|--|--------------------------|-------------------------|-------|-------|-------|---------------------------|---------------------------|-----------------------|-----------------------|
| | | | | 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{P^{208}}{T^{232}}$ | $\frac{P^{207}}{P^{206}}$ | $\frac{P^{206}}{238}$ | $\frac{P^{207}}{235}$ |
| Конкский Верховцев- ский | Скв. 52-6 | Мигматиты | Циркон | 0,123 | 67,48 | 15,18 | 17,21 | - | 2900 | - | - |
| | Р. Сомоткань, | Плагиогранит | " | 0,097 | 67,95 | 15,79 | 16,16 | - | 3000 | - | - |
| | скв. 10076 | | | | | | | | | | |
| | То же, скв. 10638 | Серый гранит | Длинностолбчатый циркон | 0,12 | 63,68 | 15,03 | 21,17 | - | 2980 | - | - |
| " | То же | То же | Короткостолбчатый циркон | 0,133 | 68,86 | 16,18 | 16,20 | - | 3000 | - | - |
| Р. Саксагань, среднее течение | Балка Каменистая | Розовато-серый гранит | Циркон | 0,291 | 44,03 | 12,01 | 43,66 | - | 2820 | - | - |
| Верхове р.Демурина | Карьер Савро | Порфиroidный розовато-серый гранит | " | 0,1 | 61,79 | 13,73 | 24,38 | - | 3000 | - | - |
| Каменкский | Карьер Токовский | Розовый гранит | " | 0,111 | 66,66 | 13,28 | 19,25 | - | 2690 | - | - |
| | То же | Ортит-роговообманково-альбитовый метасоматит | " | 0,097 | 67,95 | 15,79 | 16,16 | - | 2690 | - | - |
| Шербаковский | Скв. 15336 | Розовый гранит | " | 0,550 | 33,50 | 13,06 | 52,89 | - | 2820 | 2000 | 2440 |
| Софиевский | Р. Базавлук | Серый плагиогранит | " | 0,113 | 70,69 | 17,12 | 12,08 | - | 3050 | - | - |

завлукиты), натровый (альбититы и олигоклазиты), натрово-железистый (эгирины, эгирин-альбит-рибекитовые породы), силикатный кальциевый (эпидозиты, цоизититы, клиноцоизититы), выщелачивания (грейзены), железисто-магнезиально-калиевый (биотититы), кварцевый (жилы кварца, зоны окварцевания), сульфидный (штокверки, прожилки сульфидов), карбонатный (жилы кальцита и зоны карбонатизации).

Участки развития метасоматитов, как правило, приурочены к зонам разломов в местах сочленения осадочно-вулканогенных и гранитоидных комплексов. И те и другие образования в равной мере подвергаются метасоматической переработке.

В участках развития метасоматической породы закономерная смена одних процессов другими, в связи с чем образуется вполне определенная зональность. Последовательность метасоматических процессов во времени подтверждается изотопным датированием, проводившимся по ортитам, цирконам, роговым обманкам и слюдам.

В настоящее время имеются геологические и радиологические сведения о том, что в Среднем Приднепровье прошло не менее четырех этапов метасоматических процессов, связанных с гранитами соответствующих возрастов.

В интервале 3000-2700 млн. лет в Конкско-Белозерском поясе проходила первая фаза процессов древнего сульфидного метасоматоза, при которой образовались жилы галенита возрастом 2900-2700 млн. лет.

В интервале 2700-2300 млн. лет проходила вторая фаза метасоматоза, при которой активно образовались калиевые, натровые и сульфидные метасоматиты в Конкско-Белозерском и Базавлукском поясах в Демурином антиклинале. Особенно сильно проявлены процессы натрового и калиевого метасоматоза в Каменском районе развития токовских гранитов. Здесь образовались мощные зоны альбитов, сиенитов, цельзиано-рогово-обманково-альбитовых пород, так называемых базавлукитов, впервые обнаруженных Н.П. Семененко.

Мощные процессы сульфидного метасоматоза проходят в эту фазу в Верховцевском и Сурском районах развития суперкристалльных толщ, где отмечаются рудопроявления редкометальной минерализации, молибдена, вольфрама, меди, никеля, сурьмы, цинка, золота и т.д.

В интервале 2300-2000 млн. лет проходила третья фаза, с которой связаны сульфидный и калиевый метасоматоз и процессы грейзенизации в Конкско-Белозерском, Базавлукском и Восточно-Саксаганском поясах с накоплением меди, никеля, вольфрама, молибдена.

Наконец, в интервале 2000-1700 млн. лет отмечаются процессы грейзенизации, щелочного, натрового и сульфидного метасоматоза в Криворожско-Кременчугском и Восточно-Саксаганском поясах, где образовались различные щелочные амфиболы, эгирины, альбититы, сульфиды, а также в Апостолово-Александровском районе Базавлукского пояса, в котором с процессами грейзенизации связано молибденовое оруденение. В эту фазу, кроме молибдена, в указанных поясах происходит накопление меди, цинка, ниобия, тантала, вольфрама.

В северной части Орехово-Павлоградского пояса встречены молодые интрузии щелочных пород возрастом 1600-1700 млн. лет, образующие Новотерянский щелочной нефелиновый массив, в котором цирконовая и пирохлоровая минерализации обусловлены процессами мариуполитизации.

Проведенное на территории Среднего Приднепровья различными исследователями изучение геологических процессов и их последовательности геолого-стратиграфическими и геохронологическими методами позволяет выделить шесть эпох: конкскую (3500-3000 млн. лет), днепровскую (3000-2700 млн. лет), базавлукскую (2700-2300 млн. лет), саксаганскую метабазитовую и ореховскую (2300-2000 млн. лет), криворожскую (2000-1700 млн. лет) и овручско-волинскую (1700-1200 млн. лет). Эти эпохи отвечают четырем мегациклам орогенеза и древнего метаморфизма по Н.П. Семененко (табл. 4).

Таблица 4

Датирование процессов гранитизации, метаморфизма, метасоматоза и образования даек диабаз в Среднем Приднепровье (сводные данные ИГФМ АН УССР, РИ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ВСЕГЕИ, КГРТ Мин. геологии УССР)

| Процесс 1 | Возраст, млн. лет | |
|--|-------------------------------------|-----------|
| | U-Th-Pb 2 | K-Ar 3 |
| <i>Овручско-волынская эпоха</i> (докембрий-IV, 1700-1500 млн. лет) | | |
| Дайки диабаз, секущие саксаганские и демуринские граниты и метабазиты Криворожско-Кременчугского пояса | | 1400-1650 |
| Пегматит, секущий криворожскую серию Новотерсянские интрузии щелочных пород | 1600 1600-1700 | |
| <i>Криворожская эпоха</i> (докембрий-III, 2000-1700 млн. лет) | | |
| Дайки диабаз, секущие плагиограниты Базавлукского пояса | | 1806-1850 |
| Трещинная интрузия габбро, секущая метабазитовую серию Шматковского района Криворожско-Кременчугского пояса | | 1940 |
| Аплиты, пегматиты, малые интрузии гранитов Северного, Правобережного и Кременчугского районов Криворожско-Кременчугского пояса | 1810-1980 | 1730-2100 |
| Натрово-железистый (рибекиты, щелочные роговые обманки), калиевый (биотиты) и сульфидный метасоматоз в осадочно-вулканогенных толщах Криворожско-Кременчугского пояса | 1730-2000 | 1700-1900 |
| Калийный метасоматоз и выщелачивание (грейзены в гранитоидах Александровско-Апостоловского и Каменкско-Токовского районов Базавлукского пояса) | | 1966-2040 |
| Метаморфизм пород ингулецкой серии Криворожско-Кременчугского пояса | 1780-1860 | 1650-2000 |
| Метаморфизм пород криворожской серии Криворожско-Кременчугского пояса | 2030 | 1800-2100 |
| Наложенный метаморфизм (вторая фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Орехово-Павлоградского пояса | | 1780-1965 |
| Наложенный метаморфизм (третья фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Базавлукского пояса | | 1700-2000 |
| <i>Саксаганская метабазитовая и ореховская эпоха</i> (докембрий II ₂ , 2300-2000 млн. лет) | | |
| Барий-натрий-кальций-железистые метасоматиты (роговообманково-альбитовые породы - базавлукиты) по токовским розовым гранитам Каменкского района Базавлукского пояса | | 2100-2330 |
| Натрово-железистый метасоматоз (эгирииниты и эгириин-альбит-рибекитовые породы) в осадочно-вулканогенных толщах Конкско-Белозерского пояса | | 2000-2300 |
| Дайки диабаз, секущие гранитоиды и метабазиты Базавлукского и Восточно-Саксаганского поясов | | 2100-2200 |
| Омоложенный биотит из древних саксаганских плагиогранитов, Восточно-Саксаганского пояса и из гранитоидов, метабазитов и гнейсов Залорожского древнего района | | 2000-2300 |
| Омоложенный биотит из полимигматитов Томаковского района Базавлукского пояса | | 1930-2000 |
| Плагиограниты Александровско-Апостоловского, Чертомлыкско-Соленовского, Софиевского и Верховцевского районов Базавлукского пояса, Девладово-Терновского района Восточно-Саксаганского пояса, Новонавлукского района Орехово-Павлоградского пояса | Предполагаемый возраст 2000-2300 | 2150-2350 |

Таблица 4 (окончание)

| 1 | 2 | 3 |
|--|-------------------------------------|-----------|
| Метаморфизм пород metabазитовой серии Криворожско-Кременчугского пояса | | 1700-2220 |
| Древнейший метаморфизм (первая фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Ореховско-Павлоградского пояса | | 2000-2220 |
| Наложенный метаморфизм (вторая фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Базавлукского пояса | | 2020-2300 |
| <i>Базавлукская эпоха</i> | | |
| (докембрий II, 2700-2300 млн. лет) | | |
| Дайки диабазы Базавлукского пояса | | 2370-2700 |
| Сульфидный метасоматоз в осадочно-вулканогенных породах верховцевской серии Базавлукского пояса | 2400-2800 | |
| Сульфидный и щелочной натровый метасоматоз в осадочно-вулканогенных и гранитоидных формациях Конкско-Белозерского пояса | 2380 | 2300-2390 |
| Натрово-кальций-железистый метасоматоз (альбит-роговообманковые породы - базавлукиты) в демуринских гранитах Восточно-Саксаганского пояса | | 2465 |
| Омоложенный биотит из гранитоидов, гнейсов и metabазитов Запорожского древнего района | | 2390-2660 |
| Плагииграниты центральной части Среднего Приднепровья (Александровско-Апостоловский, Чертомлыкско-Соленовский, Софиевский, Верховцевский и Сурский районы Базавлукского пояса) | Предполагаемый возраст 2300-2700 | |
| Мокромосковские граниты Конкско-Белозерского пояса | 2550-2610 | |
| Токовские розовые граниты Каменского района Базавлукского пояса | 2650-2700 | |
| Древнейший метаморфизм (первая фаза) пород metabазитовой формации Базавлукского пояса | | (2960) |
| Наложенный метаморфизм (третья фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Конкско-Белозерского пояса | | 2300-2700 |
| <i>Днепроваля эпоха</i> | | |
| (докембрий I ₂ , 3000-2700 млн. лет) | | |
| Гальки плагиигранита из конгломератов верхней свиты ингулецкой серии Криворожско-Кременчугского пояса | 2780* | |
| Конгломераты, кварцитопесчаники и рассланцованные слюдястые кварциты из нижней свиты криворожской серии Криворожско-Кременчугского пояса | 2740-3200* | |
| Древний сульфидный метасоматоз в осадочно-вулканогенных породах Конкско-Белозерского пояса | 2700-2900 | |
| Наложенный метаморфизм (вторая фаза) пород осадочно-вулканогенных формаций Конкско-Белозерского пояса | | 2700-3000 |
| Шербаковские граниты Конкско-Белозерского пояса | 2820 | |
| Самотканские и софиевские плагииграниты Базавлукского пояса | 3000 | |
| Саксаганские плагииграниты Восточно-Саксаганского пояса | 2800-2900 | |
| Порфириовидные граниты, плагииграниты, мигматиты и гнейсы Демуринского блока Восточно-Саксаганского и Базавлукского поясов | 2780-3050 | |
| <i>Конкская эпоха</i> | | |
| (докембрий I, 3500-3000 млн. лет) | | |
| Гранитоиды Запорожского региона | 2720-3090 | 2700-3420 |
| Метаморфизм гнейсов и амфиболитов в останцах среди гранитоидов Запорожского древнего района | | 2750-3180 |
| Древнейший метаморфизм (первая фаза) пород metabазитовой серии Конкско-Белозерского пояса | 3000 | 3100-3550 |

*Определения выполнены по обломочному ширкону.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бернадская Л.Г., Усенко И.С. Дайково-эффузивные формации Украины. - В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, "Наукова думка", 1965.
2. Бойко В.Л., Макухина А.А., Зайдис Б.Б. Новые данные по абсолютному возрасту метаморфических пород Базавлукской структурной зоны Украинского кристаллического щита. - В кн.: *Абсолютный возраст геологических формаций (XXII сессия МГК. Проблема 3. Докл. сов. геологов)*. "Недра", 1964.
3. Бойко В.Л., Макухина А.А., Терещ Г.Я. Метаморфические осадочно-вулканогенные формации Базавлукского синклинория. - В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, "Наукова думка", 1965.
4. Бойко В.Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Чертомлыкско-Соленовского района. - В кн.: *Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть)*. Киев, "Наукова думка", 1967.
5. Бойко В.Л., Полетаева Л.Н. Металлоносность токовских гранитов. - В сб.: *Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования*. Киев, "Наукова думка", 1970.
6. Бойко В.Л. Чертомлыкско-Соленівський район. - В кн.: *Стратиграфія докембрія України*. Киев, "Наукова думка", 1972.
7. Бордунов И.Н., Половко Н.И., Сироштан Р.И. Метаморфические формации Криворожско-Кременчугской складчатой зоны. - В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, "Наукова думка", 1965.
8. Войновский А.С. Новые данные о составе и стратиграфическом разрезе метабазитовых толщ Кременчугского района. - *Геол. ж. АН УССР*, 1970, 30, вып. 1.
9. Доброхотов М.Н. К вопросу о стратиграфии раннего докембрия Среднего Приднпровья. - *Геол. ж. АН УССР*, 1964, 24, вып. 2.
10. Доброхотов М.Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. - *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1969, 4.
11. Ивантишин М.Н., Орса В.И. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты района Запорожье - Мишурич Рог. - В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, "Наукова думка", 1965.
12. Орса В.И. Петрология гранито-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Киев, "Наукова думка", 1973.
13. Семеновко Н.П. и др. Региональная геохронологическая шкала Украинского щита и его складчатого обрамления. - В кн.: *Абсолютный возраст геологических формаций (XXII сессия МГК. Проблема 3. Докл. сов. геол.)*. "Недра", 1964.
14. Семеновко Н.П. и др. Геохронологическая карта Украинского докембрия. - В кн.: *Геохронология докембрия Украины*. Киев, "Наукова думка", 1965.
15. Семеновко М.П. Стратиграфічна схема докембрію України. - В кн.: *Стратиграфія УРСР, т. I, Докембрій*. Киев, "Наукова думка", 1972.
16. Сироштан Р.И., Довгань М.Н. Геологическое строение и железные руды месторождений рудников "Ингулец" и Рахмановского. - В кн.: *Геология криворожских железорудных месторождений, т. I*. Изд-во АН УССР, 1962.
17. Стрыгин А.И., Довгань М.Н. Гранитизация метабазитов и пород нижней свиты в Ингулецком районе Криворожья. - *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1961, 6.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МЕТАБАЗИТОВ И АМФИБОЛСОДЕРЖАЩИХ ГРАНИТОИДОВ БАСЕЙНОВ РЕК РОСЬ И СОБЬ

Нами изучены амфиболсодержащие породы и гранитоиды двух смежных районов западной части Украинского щита — бассейнов рек Рось и Сось. Описываемая территория протягивается в субмеридиональном направлении от верховьев рек Рось в Южный Буг.

Кристаллические породы этих районов изучали многие исследователи. Начало детального геологического исследования было положено В.Н. Чирвинским [18]. Он относил амфиболсодержащие гранитоиды к продуктам ассимиляции гранитной магмой "черных мелкозернистых роговообманковых диоритоподобных пород и амфиболитов".

Л.Г. Ткачук [13] отмечает, что в бассейне р. Роська наиболее древними породами являются мелкозернистые биотитовые гнейсы и черные мелкозернистые кварц-роговообманково-биотитовые диоритоподобные породы, инъецированные розовыми гранитами.

Н.И. Безбородько [13], отмечая значительное развитие ксенолитов известково-силикатных гнейсов и силифицированного мрамора в верховьях р. Сось, указывает на генетическую и минералогическую связь пород магматических и пород древнейших осадочных, которая служит для предположения о более глубокой их петрогенетической зависимости. Эта зависимость возможна в виде предполагаемой ассимиляции и синтектики при эруптивных процессах и при условиях, аналогичных батолитовому обрушению кровли.

Большое внимание уделяет описываемой территории Ю.Ир. Половинкина [5-10]. Она проводит генетическую параллель между биотит-роговообманковыми диоритами и гранодиоритами рек Сось и Роська и чарнокитовыми породами Побужья. Существенной разницей, по мнению автора, является наличие в бассейнах рек Сось и Роська амфибол-плагиоклазовых гнейсов вместо пироксен-плагиоклазовых. В связи с этим и главное отличие описываемых пород от чарнокитов — полное или почти полное отсутствие пироксена. Нашими исследованиями в верховьях р. Сось установлено наличие типичных чарнокитов и пироксеновых гнейсов, аналогичных одноименным породам верховьев р. Южный Буг (Литин, Собаров, Гнивань), а также относительно значительное количество пироксена в диоритах р. Сось. Чарнокиты р. Сось отличаются от диоритов и гранодиоритов этого же района не только по содержанию в них пироксена, но и по внешнему виду, минеральному составу, петрографическим и петрохимическим особенностям.

Несколько позже Ю.Ир. Половинкина [6,7] проводит параллель между гранодиоритами рек Сось и Днепр, вместе с гранодиоритами Шепетовки и Тригорья относит гранодиориты р. Сось к синорогенным интрузиям нижнего протерозоя и определяет их возраст — около 1600 млн. лет.

В.А. Рябенко [11] отмечает, что всю центральную часть массива собитов занимают граниты. Диориты и гранодиориты занимают периферические зоны гранитного массива, образуя вокруг гранитов прерывистую полосу шириной 1-2 км.

Изучению петрологии и стратиграфии кристаллических пород Украинского щита много лет посвятил И.С. Усенко [14-17]. Автор считает [16] генетически взаимосвязанными гранодиориты, плагиограниты, бердичевские и порфиroidные граниты, что заключается в минералогическом и петрографическом родстве и в сходных геологических условиях их образования.

Правильным, на наш взгляд, является утверждение автора, что розовые аплит-пегматондные граниты вследствие ассимиляции кровли часто переходят

Таблица 1

Химический состав диоритов и гранодиоритов бассейнов рек Рось и Сось (в пересчете

| Но- мер п/п | Порода, место взятия | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO |
|-------------------|-------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|
| 1 | Диорит, р. Рось (средний из 8) | 58,08 | 0,54 | 16,50 | 2,47 | 3,57 | 0,10 |
| 2 | Гранодиорит, р. Рось (средний из 9) | 65,33 | 0,61 | 15,22 | 1,33 | 3,41 | 0,05 |
| 3 | Диорит, р. Сось (средний из 13) | 59,76 | 0,75 | 17,03 | 2,38 | 4,23 | 0,10 |
| 4 | Гранодиорит, р. Сось (средний из 9) | 64,89 | 0,40 | 15,98 | 1,56 | 2,83 | 0,09 |

в гранодиориты и плагиограниты, но генетическая связь этих розовых гранитов с метаморфогенными породами чарнокитовой серии представляется нам спорной.

Л.В. Комлев и другие геологи [4] определяют возраст монацита из красных аплит-пегматоидных гранитов пос. Погребншенский (бассейн р. Рось, 1900–2100 млн. лет) и связывают генетически эти граниты с собитами, возраст которых, определенный по монацитам из поселков Липовец и Ильинцы, равен 2100±50 млн. лет.

А.П. Виноградов и другие геологи [2] отмечают близость собитов к кремнечугским, саксаганским и звенигородским гранодиоритам и плагиогранитам, возраст которых, по их определениям, 2000–2200 млн. лет.

Н.П. Щербак и В.В. Рябоконт [19] устанавливают наиболее древний возраст мегабазитов в бассейне р. Рось, равный в среднем 2500 млн. лет.

Докембрийские образования бассейнов рек Рось и Сось характеризуются специфическими особенностями в отношении состава и условий залегания.

Гранитоидные породы различного состава занимают около 90% описываемой территории. Они представлены чарнокитами, житомирскими и бердичевскими гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, диоритами, амфибол-биотитовыми, гибридными биотитовыми и розовыми аплит-пегматоидными гранитами.

Метаморфизованные осадочно-эффузивные породы и интрузивные породы ультраосновного состава имеют гораздо меньшее распространение. Это – перидотиты, пироксениты, горнblendиты, амфиболиты, пироксеновые и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, в той или иной степени гранитизированные и биотитизированные; менее развиты биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы; очень редко встречаются графит-биотитовые гнейсы. Незначительно распространены железистые кварциты и карбонатные породы.

Тектоническое строение района исключительно сложное. Наличие крупных древних тектонических зон разломов (Звиздаль-Залесская, Белоцерковская и Уманская) обусловило блоковое строение. Кроме крупных разломов на описываемой территории много мелких оперяющих разломов различных порядков. Разломы фиксируются зонами катаклазитов, милонитов, мощными (60–70 м) линейными корами выветривания, вытянутыми гравитационными минимумами и цепочками локальных магнитных минимумов. Намечается участие гранитоидных пород в строении антиклинальных структур, разделенных более узкими синклинальными структурами; в последних преобладают метаморфические породы. Прослеживание этих структур северо-западное и субмеридиональное.

Абсолютный возраст определяли калий-аргоновым методом по роговым обманкам и биотитам из амфиболсодержащих пород описываемой территории – амфиболитов, диоритов, гранодиоритов, амфибол-биотитовых гранитов, мигматитов и некоторых других кристаллических пород.

Прежде чем перейти к результатам определений абсолютного возраста, остановимся кратко на геологических, петрографических и петрохимических характеристиках описываемых пород.

на 100%)

| MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | SO ₃ | CO ₂ | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|--------|--------|
| 4,72 | 6,01 | 3,98 | 1,75 | 0,18 | 0,23 | 0,20 | 0,32 | 1,35 | 100,00 |
| 1,85 | 3,00 | 3,73 | 3,94 | 0,38 | 0,12 | 0,22 | 0,32 | 0,49 | 100,00 |
| 3,12 | 5,32 | 3,88 | 1,85 | 0,23 | 0,07 | 0,38 | 0,16 | 0,74 | 100,00 |
| 1,84 | 3,54 | 3,73 | 3,52 | 0,17 | 0,06 | 0,40 | 0,25 | 0,74 | 100,00 |

Амфиболиты наблюдаются обычно в виде ксенолитов среди гранитоидов, реже образуют отдельные пачки небольшой мощности, иногда чередуются в разрезе с железисто-кремнистыми и карбонатными породами.

Ксенолиты амфиболитов залегают согласно полосчатости гранитоидов. Часто наблюдаются постепенные переходы от амфиболитов к диоритам и гранодиоритам. Иногда можно встретить в пределах нескольких метров постепенные переходы от амфиболита к розовому граниту через диорит, гранодиорит и амфибол-биотитовый мигматит. Ксенолиты амфиболитов, расположенные непосредственно в розовых гранитах, имеют четкие контакты.

Количественно-минеральный состав амфиболитов бассейнов рек Рось и Сось практически одинаков (отличие - 1-2%). Ассоциация минералов - плагиоклаз, амфибол, биотит, кварц, рудный минерал, апатит, сфен, иногда циркон. В габбро-амфиболитах встречается пироксен.

Амфиболсодержащие гранитоиды представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, амфибол-биотитовыми гранитами и мигматитами. Они генетически и пространственно связаны один с другим и между ними наблюдаются постепенные переходы. Эти породы крупных тел не образуют. Максимальные размеры их вдоль длинной оси не превышают 7 км, в поперечном направлении - 2-3 км. Тела диоритов и гранодиоритов неоднородны по строению, среди них в виде ксенолитов или пачек небольшой мощности встречаются амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты.

Минеральный состав амфиболсодержащих гранитоидов одинаков: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц, иногда пироксен (в диоритах), микроклиц; вторичные представлены эпидотом, актинолитом, серицитом, хлоритом, карбонатами; аксессуарные - цирконом, апатитом, сфеном, магнетитом, сульфидом. Количественные соотношения минералов в этих породах варьируют в широких пределах, сохраняя определенную тенденцию: при постепенных переходах от диоритов к амфибол-биотитовым гранитам через диориты и кварцевые диориты уменьшается количество плагиоклаза и роговой обманки и увеличивается - микроклина, кварца и биотита.

Основность плагиоклаз в амфиболсодержащих породах бассейнов рек Рось и Сось понижается от амфиболита к амфибол-биотитовому граниту. В амфиболитах он представлен андезином, иногда лабрадором, в диоритах и гранодиоритах - андезином и олигоклаз-андезином, в амфибол-биотитовых гранитах и мигматитах - олигоклазом.

Амфибол во всех разновидностях амфиболсодержащих пород территории представлен обыкновенной роговой обманкой, очень редко - актинолитом, развивающимся по роговой обманке.

Кристаллооптические константы роговых обманок всех амфиболсодержащих пород бассейнов рек Рось и Сось примерно одинаковы и варьируют в следующих пределах: $N_g = 1,697-1,687$; $N_p = 1,673-1,660$, $2V = -(66-72^\circ)$, $c:N_g = 15-20^\circ$.

Таблица 2

Химический состав роговых обманок и биотитов бассейнов рек Рось и Собь

| Но- мер п/п | Порода, место взятия | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO |
|------------------------|-------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|-------|
| <i>Роговые обманки</i> | | | | | | | | |
| 1 | Амфиболит, р. Рось (средний из 11) | 43,95 | 1,21 | 9,84 | 5,22 | 12,50 | 0,29 | 11,10 |
| 2 | Диорит, р. Рось (с. Тележинцы) | 44,10 | 0,80 | 9,97 | 5,14 | 12,62 | 0,45 | 11,18 |
| 3 | Гранодиорит, р. Рось (средний из 4) | 46,89 | 0,75 | 7,65 | 4,98 | 10,13 | 0,42 | 13,43 |
| 4 | Амфиболит, р. Собь (средний из 7) | 43,03 | 1,63 | 10,02 | 6,12 | 13,15 | 0,58 | 10,34 |
| 5 | Диорит, р. Собь (средний из 3) | 43,12 | 1,47 | 10,46 | 5,40 | 11,90 | 0,48 | 11,74 |
| 6 | Гранодиорит, р. Собь (средний из 5) | 43,47 | 1,63 | 9,46 | 5,99 | 13,10 | 0,47 | 10,31 |
| <i>Биотиты</i> | | | | | | | | |
| 7 | Амфиболит, р. Рось | 36,85 | 3,16 | 17,04 | 2,28 | 14,94 | 0,14 | 12,05 |
| 9 | Диорит, р. Рось (с. Тележинцы) | 37,28 | 1,88 | 17,45 | 2,53 | 14,96 | 0,25 | 12,31 |
| 10 | Гранодиорит, р. Рось (средний из 3) | 37,02 | 1,90 | 16,54 | 3,32 | 13,64 | 0,26 | 13,67 |
| 11 | Амфиболит, р. Собь | 37,37 | 2,55 | 16,07 | 3,58 | 15,85 | 0,14 | 11,49 |
| 12 | Диорит, р. Собь (средний из 2) | 37,41 | 3,29 | 15,89 | 3,29 | 15,05 | 0,24 | 11,96 |
| 13 | Гранодиорит, р. Собь | 36,92 | 3,86 | 15,58 | 3,16 | 16,54 | 0,24 | 11,04 |

Биотит коричневый, развивается по роговой обманке, иногда по плагиоклазу. Измененный биотит зеленоватый или зеленовато-бурый. По показателям преломления биотиты из амфиболсодержащих гранитоидов бассейна р. Рось (средний из 11, $N_m = 1,640$) несколько отличаются от биотитов бассейна р. Собь (средний из 19, $N_m = 1,648$).

Химические составы амфиболсодержащих гранитоидов приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, диориты и гранодиориты бассейна р. Рось по химическому составу практически не отличаются от аналогичных пород бассейна р. Собь.

Таблица 3

Кристаллохимические формулы роговых обманок и биотитов бассейнов рек

| Но- мер п/п | Минерал | K | Na | Ca | Σ | Mg | Mn |
|-------------------|-----------------|------|------|------|------|------|------|
| 1* | Роговая обманка | 0,14 | 0,31 | 1,86 | 2,31 | 2,45 | 0,04 |
| 2 | То же | 0,12 | 0,03 | 1,91 | 2,06 | 2,49 | 0,05 |
| 3 | " | 0,11 | 0,25 | 1,82 | 2,18 | 2,92 | 0,05 |
| 4 | " | 0,16 | 0,37 | 1,74 | 2,27 | 2,29 | 0,05 |
| 5 | " | 0,14 | 0,35 | 1,81 | 2,30 | 2,57 | 0,08 |
| 6 | " | 0,19 | 0,36 | 1,76 | 2,31 | 2,30 | 0,05 |
| 7 | Биотит | 0,88 | 0,04 | 0,07 | 0,99 | 1,19 | 0,01 |
| 8 | " | 0,83 | 0,06 | 0,08 | 0,97 | 1,39 | 0,01 |
| 9 | " | 0,90 | 0,04 | 0,06 | 1,00 | 1,55 | 0,01 |
| 10 | " | 0,86 | 0,06 | 0,08 | 1,00 | 1,31 | 0,01 |
| 11 | " | 0,84 | 0,05 | 0,10 | 0,99 | 1,38 | 0,02 |
| 12 | " | 0,80 | 0,05 | 0,09 | 0,94 | 1,28 | 0,02 |

* Порядковые номера соответствуют номерам в табл. 2.

(в пересчете на 100%)

| CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | SO ₃ | FeO ₂ | H ₂ O | П.п.п. | Сумма |
|------------------------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------------------|--------|--------------------|
| <i>Роговые обманки</i> | | | | | | | | |
| 11,71 | 1,10 | 0,79 | 0,09 | 0,08 | 0,18 | 0,15 | 1,86 | 100,07-0,07=100,00 |
| 12,06 | 1,03 | 0,68 | 0,01 | - | - | 0,04 | 1,92 | 100,00 |
| 11,66 | 0,89 | 0,59 | 0,08 | 0,29 | 0,37 | 0,06 | 1,96 | 100,15-0,15=100,00 |
| 10,89 | 1,27 | 0,87 | 0,06 | - | 0,25 | 0,05 | 1,84 | 100,10-0,10=100,00 |
| 11,49 | 1,24 | 0,79 | 0,06 | - | 0,22 | 0,01 | 1,71 | 100,09-0,09=100,00 |
| 10,98 | 1,25 | 1,00 | 0,06 | - | 0,22 | 0,10 | 2,05 | 100,09-0,09=100,00 |
| <i>Биотиты</i> | | | | | | | | |
| 0,79 | 0,27 | 8,78 | 0,06 | - | 0,36 | 0,09 | 3,34 | 100,15-0,15=100,00 |
| 0,98 | 0,40 | 8,59 | 0,03 | - | 0,19 | 0,03 | 3,20 | 100,08-0,08=100,00 |
| 0,74 | 0,26 | 9,35 | 0,06 | - | 0,49 | 0,06 | 2,93 | 100,20-0,20=100,00 |
| 0,98 | 0,40 | 8,80 | 0,03 | - | Не отр. | 0,10 | 2,64 | 100,00 |
| 1,28 | 0,35 | 8,48 | 0,04 | - | 0,27 | 0,04 | 2,52 | 100,11-0,11=100,00 |
| 1,04 | 0,38 | 8,06 | 0,14 | - | 0,20 | 0,03 | 2,89 | 100,08-0,08=100,00 |

По химическому составу и кристаллохимическим формулам роговые обманки и биотиты амфиболсодержащих пород бассейна р. Рось также мало чем отличаются от этих же минералов бассейна р. Собь (табл. 2, 3). Тем не менее намечается некоторая тенденция: кальция, магния и алюминия (в шестерной координации) в амфиболах и биотитах бассейна р. Рось больше, а железа и титана меньше, чем в этих же минералах бассейна р. Собь.

Как было сказано, абсолютный возраст калий-аргоновым методом определяли по роговым обманкам и биотитам из амфиболсодержащих пород описываемой территории.

Рось и Собь

| Fe ²⁺ | Fe ³⁺ | Ti | Al | Si | Al | F |
|------------------|------------------|------|------|------|------|---------|
| 1,55 | 0,58 | 0,13 | 0,25 | 6,53 | 1,47 | 0,07 |
| 1,57 | 0,57 | 0,08 | 0,24 | 6,52 | 1,48 | - |
| 1,23 | 0,54 | 0,08 | 0,18 | 6,86 | 1,14 | 0,17 |
| 1,64 | 0,69 | 0,18 | 0,15 | 6,40 | 1,60 | 0,12 |
| 1,46 | 0,60 | 0,16 | 0,13 | 6,32 | 1,68 | 0,11 |
| 1,64 | 0,67 | 0,18 | 0,16 | 6,50 | 1,50 | 0,11 |
| 0,99 | 0,13 | 0,19 | 0,50 | 2,91 | 1,09 | 0,09 |
| 0,95 | 0,15 | 0,11 | 0,39 | 2,83 | 1,17 | 0,05 |
| 0,86 | 0,19 | 0,11 | 0,28 | 2,80 | 1,20 | 0,12 |
| 1,01 | 0,21 | 0,15 | 0,31 | 2,86 | 1,14 | Не отр. |
| 0,97 | 0,19 | 0,19 | 0,25 | 2,90 | 1,10 | 0,07 |
| 1,08 | 0,18 | 0,22 | 0,22 | 2,88 | 1,12 | 0,05 |

Таблица 4

Изотопный возраст амфиболсодержащих пород бассейна р. Рось

| Номер п/п | Порода | Минерал | Место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , г/г·10 ⁻⁷ | Возраст, млн. лет | Автор |
|-----------|-----------------------------|---------|--------------------|------|---|-------------------|----------------------------|
| 1 | Амфиболит | Амфибол | С. Малая Снегинка | 0,63 | 2,219 | 2500 | В.В. Рябоконт и др. |
| 2 | " | " | С. Тележинцы | 0,27 | 1,050 | 2600 | " |
| 3 | " | " | С. Дзюньков | 0,39 | 1,495 | 2600 | " |
| 4 | " | " | С. Лихачиха | 0,72 | 2,723 | 2580 | " |
| 5 | " | " | Г. Фастов | 0,67 | 2,082 | 2330 | " |
| 6 | Гранодиорит | " | С. Тележинцы | 0,57 | 2,278 | 2630 | " |
| 7 | " | " | С. Кашперовка | 0,45 | 1,477 | 2350 | " |
| 8 | Амфиболит | " | " | 0,54 | 1,869 | 2460 | Н.П. Щербак, В.В. Рябоконт |
| 9 | Амфибол-биотитовый мигматит | " | С. Лавровка | 0,48 | 1,991 | 2660 | " |
| 10 | Амфибол-биотитовый гнейс | " | С. Михайловка | 0,54 | 1,904 | 2500 | " |
| 11 | Ультрабазит | " | С. Владимировка | 0,69 | 2,403 | 2480 | " |
| 12 | " | " | " | 0,72 | 2,794 | 2600 | " |
| 13 | Амфиболит | " | С. Рубченки | 0,69 | 2,56 | 2540 | Н.К. Коваленко |
| 14 | Амфибол-биотитовый гнейс | " | С. Пилипчи | 0,76 | 2,70 | 2560 | " |
| 15 | Амфиболит | " | С. Березна | 0,52 | 1,958 | 2550 | М.А. Ярошук |
| 16 | " | " | С. Синява | 0,75 | 2,350 | 2330 | П.М. Рудницкий |
| 17 | " | " | С. Тележинцы | 0,57 | 1,457 | 2080 | В.В. Рябоконт и др. |
| 18 | " | " | С. Юнашки | 0,36 | 0,890 | 2040 | " |
| 19 | " | " | " | 0,27 | 0,655 | 2000 | " |
| 20 | " | " | С. Тележинцы | 0,35 | 0,872 | 2000 | " |
| 21 | " | " | С. Щербаки | 0,67 | 1,634 | 2000 | " |
| 22 | " | " | С. Бабинцы | 0,79 | 1,807 | 1940 | " |
| 23 | Габбро-амфиболит | " | С. Володарка | 0,90 | 2,210 | 2040 | Н.П. Щербак, В.В. Рябоконт |
| 24 | Амфиболит | " | Р. Роська | 0,84 | 2,314 | 2160 | " |
| 25 | " | " | С. Лавровка | 0,68 | 1,780 | 2100 | " |
| 26 | " | " | С. Кашперовка | 0,63 | 1,620 | 2080 | " |
| 27 | " | " | П. Погребиченский | 0,65 | 1,598 | 2000 | " |
| 28 | Габбро-амфиболит | " | С. Володарка | 0,90 | 2,210 | 2040 | " |
| 29 | " | " | Г. Фастов | 1,04 | 2,76 | 2130 | Н.К. Коваленко |
| 30 | Амфиболит | " | С.М. Снегинка | 0,98 | 2,37 | 1990 | " |
| 31 | " | " | Г. Фастов | 0,95 | 2,30 | 1990 | " |
| 32 | " | " | С. Рубченки | 0,90 | 2,08 | 1950 | " |
| 33 | " | " | С. Малая Снегинка | 0,82 | 1,87 | 1940 | " |
| 34 | " | " | " | 0,82 | 2,16 | 2100 | " |
| 35 | " | " | С. Володарка | 1,00 | 2,438 | 2000 | А.И. Стрыгин |
| 36 | " | Биотит | С. Рубченки | 7,30 | 15,00 | 1820 | Н.К. Коваленко |
| 37 | " | " | Г. Фастов | 5,53 | 11,00 | 1800 | " |
| 38 | " | " | С. Волица | 6,04 | 12,00 | 1770 | " |
| 39 | " | " | С. Тележинцы | 6,50 | 13,024 | 1780 | Данная работа |
| 40 | " | " | " | 6,80 | 13,230 | 1750 | Н.К. Коваленко |
| 41 | Сланец | " | С. Володарка | 6,15 | 13,866 | 1900 | Н.П. Щербак |
| 42 | Актинолит-биотитовая порода | " | " | 6,82 | 14,756 | 1870 | Н.П. Щербак, В.В. Рябоконт |
| 43 | То же | " | " | 6,74 | 12,870 | 1720 | " |
| 44 | Биотит-амфиболовый гнейс | " | С. Погребы | 6,84 | 14,208 | 1820 | " |
| 45 | Гранат-биотитовый сланец | " | С. Михайловка | 6,12 | 12,246 | 1770 | " |
| 46 | То же | " | " | 6,88 | 14,686 | 1850 | " |
| 47 | Пегматит | " | С. Логвин | 6,32 | 13,636 | 1850 | " |

Таблица 5

Изотопный возраст амфиболсодержащих пород бассейна р. Сось

| Но- мер п/п | Порода | Минерал | Место взятия пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , 10 ⁻⁷ , г/г | Возраст, млн.лет |
|-------------------|--------------------------------|---------|-----------------------|------|--|---------------------|
| 1 | Амфиболит | Амфибол | С. Жаданы | 0,94 | 2,456 | 2100 |
| 2 | " | " | С. Голики | 0,71 | 1,800 | 2040 |
| 3 | " | " | С. Кальник | 0,90 | 2,204 | 2000 |
| 4 | " | " | С. Каменогор- ка | 1,20 | 2,937 | 2000 |
| 5 | " | " | С. Троица | 0,72 | 1,719 | 2000 |
| 6 | " | " | С. Нападовка | 0,30 | 0,712 | 1980 |
| 7 | " | " | С. Неменка | 0,84 | 1,953 | 1960 |
| 8 | Диорит | " | " | 0,67 | 1,780 | 2120 |
| 9 | Амфибол-био- титовый гранит | " | С. Жаданы | 0,79 | 1,953 | 2030 |
| 10 | Диорит | " | " | 0,85 | 2,225 | 2100 |
| 11 | Гранодиорит | " | С. Даньковка | 0,92 | 2,340 | 2070 |
| 12 | Диорит | " | С. Париевка | 1,00 | 2,390 | 2000 |
| 13 | Гранодиорит | " | " | 0,99 | 2,421 | 2000 |
| 14 | " | " | С. Дубровинцы | 0,94 | 2,296 | 2000 |
| 15 | Амфибол-био- титовый гранит | " | С. Даньковка | 0,50 | 1,205 | 2000 |
| 16 | То же | Биотит | С. Ильинцы | 6,85 | 14,738 | 1850 |
| 17 | Гранодиорит | " | С. Даньковка | 7,20 | 17,792 | 1800 |

Таблица 6

Изотопный возраст аксессуарных минералов

| Но- мер п/п | Место взятия образца | Порода | Минерал | U, % | Th, % | Pb, % |
|------------------------|-------------------------|----------------------------------|---------|-------|-------|-------|
| <i>Бассейн р. Рось</i> | | | | | | |
| 1 | Г. Липовец | Собит | Монацит | 0,203 | 10,10 | 0,96 |
| 2 | " | " | " | 0,148 | 6,69 | 0,77 |
| 3 | Г. Ильинцы | Пегматит | " | 0,230 | 8,30 | 0,95 |
| 4 | С. Обозовка | Порфиробластовый миг- матит | Ортит | 0,014 | 0,88 | 0,12 |
| 5 | С. Дзюньков | То же | Циркон | 0,041 | 0,024 | 0,02 |
| 6 | " | " | Сфен | 0,012 | 0,077 | 0,03 |
| 7 | " | " | Апатит | 0,004 | 0,006 | 0,001 |
| 8 | С. Юнашки | Жила гранита в гра- нодиорите | " | 0,002 | 0,005 | - |
| 9 | С. Круподер- енцы | Житомирский гранит | Монацит | 0,69 | 6,54 | 0,65 |
| 10 | С. Погребин- ше | То же | " | 0,35 | 6,35 | 0,66 |
| 11 | С. Кашперов- ка | " | " | 0,19 | 6,25 | 0,46 |
| 12 | С. Збаржев- ка | " | " | 0,42 | 11,69 | 1,38 |
| 13 | С. Буки | " | " | 0,33 | 8,35 | 0,90 |
| <i>Бассейн р. Сось</i> | | | | | | |
| 14 | С. Кальник | Амфибол-биотитовый гранит | Циркон | | | |
| 15 | С. Париевка | Диорит | " | | | |
| 16 | С. Камено- горка | Гранодиорит | " | | | |
| 17 | С. Сорока | Диорит | " | | | |

В табл. 4 представлены результаты определений абсолютного возраста кристаллических пород бассейна р. Рось. Из таблицы видно, что амфиболсодержащие породы этого района можно разделить на две возрастные группы: более древние, возрастом около 2500 млн. лет, и более молодые, возрастом 2000 млн. лет.

Изотопный возраст амфиболсодержащих пород бассейна р. Сось представлен в табл. 5. Из этой таблицы можно сделать вывод, что амфиболсодержащие породы бассейна р. Сось образовались одновременно с более молодыми породами (2000 млн. лет) р. Рось.

Существование двух возрастных групп кристаллических пород описываемой территории подтверждается также данными уран-торий-свинцового метода. В бассейне р. Рось встречены своеобразные ортитосодержащие породы – порфи-робластические мигматиты, в которых акцессорные минералы представлены (кроме ортита) цирконом, сфеном и апатитом. Возраст всех этих минералов укладывается в интервал значений 2400–2600 млн. лет (табл. 6).

В бассейне р. Сось изотопный возраст гранитоидов также определяли уран-торий-свинцовым методом по циркону (табл. 6). Было обнаружено две разновидности циркона. Одна из них, представленная однородными по строению кристаллами без ядер и включений, датируется 2000 млн. лет, другая, на 60% состоящая из кристаллов с округлыми ядрами, дает возраст около 2500 млн. лет.

Таким образом, в бассейнах рек Рось и Сось устанавливаются два разновозрастных этапа минералообразования: 2500±100 и 2000 млн. лет. С ними связаны амфиболсодержащие породы бассейна р. Рось; амфиболсодержащие породы бассейна р. Сось приурочены ко второму, более позднему этапу минералообразования.

| Изотопный состав свинца, % | | | | Возрастные значения | | | | Автор |
|----------------------------|-------|-------|-------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------------|
| 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{208}{232}$ | $\frac{207}{206}$ | $\frac{206}{238}$ | $\frac{207}{235}$ | |
| <i>Бассейн р. Рось</i> | | | | | | | | |
| 0,021 | 6,63 | 0,99 | 92,36 | 1850 | 1770 | 1980 | 1860 | Л.В. Комлев |
| 0,043 | 7,30 | 1,46 | 91,20 | 2180 | 2030 | 2200 | 2090 | " |
| 0,035 | 9,03 | 1,41 | 89,45 | 2130 | 1850 | 2230 | 2040 | " |
| 0,66 | 4,63 | 1,01 | 94,30 | 2670 | - | 2050 | 1040 | В.В. Рябоконт и др. |
| 0,203 | 68,84 | 13,12 | 17,84 | 2020 | 2420 | 2070 | 2250 | " |
| 0,554 | 33,30 | 11,91 | 54,24 | 3160 | 2370 | 3770 | 2930 | " |
| 0,894 | 33,55 | 16,41 | 49,15 | 890 | 2480 | 415 | 920 | " |
| 0,50 | 52,25 | 14,64 | 32,61 | - | 2500 | - | - | " |
| 0,050 | 22,34 | 2,97 | 74,63 | 2010 | 1710 | 1800 | 1750 | " |
| 0,029 | 15,96 | 2,24 | 82,10 | 1850 | 1900 | 1900 | 1930 | " |
| 0,360 | 17,60 | 5,33 | 76,71 | 1960 | - | 1950 | - | " |
| 0,062 | 25,08 | 3,53 | 71,34 | 1790 | 1800 | 4220 | 2760 | " |
| 0,038 | 12,22 | 1,77 | 85,98 | 1990 | 1720 | 2040 | 1890 | " |
| <i>Бассейн р. Сось</i> | | | | | | | | |
| 0,200 | 66,25 | 12,92 | 20,62 | | 2470 | | | " |
| 0,095 | 78,62 | 10,57 | 10,71 | | 1950 | | | " |
| 0,137 | 66,69 | 9,92 | 23,25 | | 2020 | | | " |
| 0,086 | 76,73 | 10,83 | 12,35 | | 2080 | | | " |

ЛИТЕРАТУРА

1. Безбородько Н.И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии. — Труды Минерал. ин-та АН СССР, 1931.
2. Виноградов А.П. и др. Абсолютная геохронология Украинского докембрия. — Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. М., 1960.
3. Комлев и др. О возрасте геологических формаций юго-западной части Украинского докембрия. — Труды VI сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1960.
4. Комлев Л.В. и др. Абсолютный возраст монацитов из некоторых красных аплитовидных гранитов и пегматитов Украинского докембрия. — Труды VII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1960.
5. Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолтехиздат, 1954.
6. Половинкина Ю.Ир. Сравнительная стратиграфия докембрия Побужья и Приднепровья. М., 1957.
7. Половинкина Ю.Ир. Геологическое развитие Украинского кристаллического массива. — Докл. сов. геол. на XXI сессии МГК. М., 1960.
8. Половинкина и др. Абсолютный возраст гранитов Украины. — Труды VI сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1960.
9. Половинкина Ю.Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В сб.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы, Киев, "Наукова думка", 1966.
10. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. — В кн.: Проблемы геологии докембрия, Киев, "Наукова думка", 1971.
11. Рябенко В.А. К вопросу о составе и стратиграфическом положении метаморфических и магматических пород бассейна р. Соби. — Геол. ж., 1958, 18, вып. 2.
12. Стрыгин А.И. и др. Метаморфические породы Белоцерковско-Одесской зоны. — Геол. ж., 1966, 26, вып. 4.
13. Ткачук Л.Г. Геологичний нарис водозбору р. Роськи. — Труд. Укр. наук. — досл. Інституту, т. III, 1929.
14. Усенко И.С. О ранних этапах формирования Украинского кристаллического щита. — Докл. АН СССР, 1955.
15. Усенко И.С. О стратиграфии дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива, Изд-во АН УССР, 1955.
16. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы бассейна р. Южного Буга. Изд-во АН УССР, 1958.
17. Усенко И.С. и др. Новые данные определения абсолютного возраста постпротерозойских эффузивных пород. — Геол. ж., 1958, т. XVIII, вып. 5.
18. Чирвинский В. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах юга Киевской губернии и прилегающих частей Подолии. — Вестн. Украинского районного геологоразведывательного управления, 1929, вып. 14.
19. Щербак Н.П., Рябоконт В.В. Докембрий бассейна р. Рось. — В сб.: Геохронология докембрия Украины, Киев, "Наукова думка", 1955.
20. Щербак Н.П. и др. Геохронология докембрия западной части Украинского щита. — Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. М., 1964.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Возрастное положение метаморфических пород, относимых ранее к гнейсовой серии, является одним из сложных вопросов стратиграфии Украинского щита.

Изучение последовательности формирования и внутреннего расчленения этих образований усложнено высокой степенью метаморфизма и слабой обнаженностью, затрудняющими выявление характера контактов и их местоположения.

К настоящему времени имеется ряд определений абсолютного возраста пород гнейсовой толщи юго-западной части региона, выполненных калий-аргоновым методом по биотиту и свинцово-изохронным по акцессорным минералам, которые недостаточно хорошо согласуются. Это обстоятельство требует пересмотра имеющихся данных по геохронологии метаморфических образований Украины в аспекте применения новых, более достоверных методов определения их возраста. Эволюция взглядов на стратиграфию древних толщ юго-западной части Украинского щита кратко сводится к следующему.

Эта часть региона длительное время рассматривалась как область развития пород гнейсовой серии. Из ее состава В.И. Лучицкий [7] выделил по р. Тетерево-бугскую метаморфическую серию, в объеме которой впоследствии стала рассматриваться вся гнейсовая толща Украины.

Среди пород этой серии А.Н. Козловская [4] выделяла побужскую и тетерево-бугскую свиты, характеризующиеся первичным мергелисто-известковистым составом.

В дальнейшем гнейсовая серия была расчленена Ю.Ир. Половинкиной [9] на шесть, а впоследствии на пять свит, объединенных в украинскую серию архея [11]. Из их числа в пределах рассматриваемой части — территории Украинского щита — распространены три: побужская, днестровско-бугская и тетерево-бугская свиты. Две первых представлены основными эффузивами, метаморфизованными в гранулитовой фации.

Третья, соответствующая объему, предложенному В.И. Лучицким, объединяет мраморы, карбонатно-силикатные породы, графитовые и высокоглиноземистые гнейсы, находящиеся в тонком взаимопереслаивании.

В 1970 г на пленуме УРМСК была утверждена унифицированная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. В ее составе в качестве самостоятельной стратиграфической единицы выделена бугская серия архей-нижнепротерозойского возраста, расчлененная в соответствии с пространственной локализацией пород на три свиты (от ранних к поздним): синицовскую, кошаро-александровскую и хошеватю-завальевскую.

Нижняя, нерасчлененная часть бугской серии, включает гиперстенные кристаллические сланцы и гнейсы, рассматривавшиеся ранее в объеме побужской и бугско-днестровской свит [9]. Общая мощность пород бугской серии предположительно составляет 4–6 км [2].

Тетерево-бугская свита, согласно этой схеме, вошла в состав тетерево-бугской серии, отнесенной к нижнему протерозою.

Эта серия, подвергаясь дальнейшему членению, представлена в низах разреза станишовской свитой.

Мощность тетерево-бугской серии превышает 3 км.

На основе формационного анализа, примененного к образованиям украинского докембрия на различных этапах его изучения, были определены положения, обосновывающие формационную принадлежность пород.

Так, А.Н. Козловская и М.И. Ожогова [5] относили гнейсовую серию Украины к древней спилитовой формации, возникшей в результате метаморфизма эффузивных и отчасти осадочных образований. При расчленении гнейсовой се-

| Серия | Номер образца | Место взятия | Содержание, 10 ⁻⁴ % | | | Изотопный | |
|-------------|---------------|---|--------------------------------|-----|------|-------------------|-------------------|
| | | | Pb | U | Th | Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ |
| Тетеревская | 313/1 | Правый берег р. Случь в 1 км к северу от с. Вильхов | 10,2 | 1,7 | 5,2 | 1,38 | 25,70 |
| | 337/3 | Правый берег р. Гнилопять в 2 км выше с. Тетеревское | 10,0 | 2,0 | 14,2 | 1,16 | 24,21 |
| | 343/2 | Правый берег р. Гнилопять в 1 км выше с. Тетеревское | 15,0 | 3,9 | 10,8 | 1,23 | 28,70 |
| Бугская | 271/1 | Левый берег р. Мурафа в 1 км к северу от с. Скорочий Яр | 17,0 | 3,6 | 11,7 | 1,32 | 26,89 |
| | 937/2 | Пос. Брашлав у церкви на правом берегу р. Южный Буг | 15,0 | 3,3 | 11,3 | 1,30 | 26,79 |
| | 1055/1 | Правый берег р. Недотека из системы правых притоков р. Южный Буг у мельницы с. Стратиевка | 13,1 | 2,0 | 7,3 | 1,41 | 24,87 |
| | 190/3 | Левый берег р. Южный Буг к северо-западу от с. Михайловка | 17,5 | 2,4 | 10,6 | 1,40 | 24,85 |

рии Украины Ю.Ир. Половинкиной впервые был применен структурно-формационный анализ на основе закономерностей, разработанных для более молодых складчатых областей.

Позднее И.С. Усенко [14] выделил среди архейских вулканогенных пород офиолитовую формацию, представленную метаморфизованными базитами и ультрабазитами ранней стадии развития подвижной зоны.

Впоследствии Ю.Ир. Половинкина [10] сопоставила породы днестровско-бугской свиты с породами спилитовой формации более молодых складчатых областей. В дальнейшем Ю.Ир. Половинкина и Э.Б. Наливкина [12] назвали эту формацию офиолитовой.

По объему и площади распространения формация соответствует в новом стратиграфическом членении докембрия Украины бугской серии архея - нижнего протерозоя.

Е.М. Лазько и другие геологи [6] объединили распространенные на территории Верхнего Побужья и верховьев рек Случь и Тетерев различные кристаллические сланцы и гнейсы в сочетании с карбонатными и железистыми породами в побужский комплекс, выделив в его составе две формации: биотит-гранатовых гнейсов и гиперстеновых кристаллических сланцев и кальцифир-кристаллосланцевую.

Породы офиолитовой формации, в наиболее полном развитии проявленные в юго-западной части Украинского щита, локализируются в пределах отдельных тектонических блоков [1].

В состав формации при современной степени ее изученности входят строго определенные ассоциации пород: пироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плаги-

| состав свинца, % | | Изохронный возраст, млн. лет | | | | Модельный возраст, млн. лет | | |
|-------------------|-------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ | $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ |
| 20,90 | 52,01 | - | - | - | - | 2600 | 3000 | 2400 |
| 17,98 | 56,65 | 2700 \pm 140 | 2840 \pm 150 | 2740 \pm 150 | 2800 \pm 150 | - | - | - |
| 19,69 | 50,38 | - | - | - | - | - | - | - |
| 20,85 | 50,94 | - | - | - | - | - | - | - |
| 20,60 | 51,31 | 2920 \pm 80 | 3000 \pm 180 | 2800 \pm 90 | 2920 \pm 100 | 2800 | 3000 | 3000 |
| 21,55 | 52,17 | - | - | - | - | - | - | - |
| 21,32 | 52,43 | - | - | - | - | - | - | - |

оказовые кристаллические сланцы и гнейсы, биотит-плагиоклазовые, биотит-роговообманково-плагиоклазовые и биотит-гранат-плагиоклазовые гнейсы, габбро, габбро-диабазы, пироксениты, перидотиты, местами включающие прослойки кальцифировых мраморов и кальцифиров; магнетитовые кварциты и кварциты. Перечисленные породы тесно пространственно сопряжены с образованиями плагиогранит-чарнокитовой формации.

Пироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы распространены на территории Винницкого и сопряженного с ним на юго-востоке Днестровского блока.

Реликтовые пачки этих пород сохранились в пределах Гайсинского и Голованевского блоков. Породы формации отличает высокая степень метаморфизма, по минеральным парагенезисам соответствующая гранулитовой фации.

Совокупность процессов ультраметаморфизма привела к интенсивному преобразованию пород, реликты которых представлены пространственно разобшенными пластовыми ксенолитами, местами превращенными в инъекционные разности.

На территории Гайсинского и Голованевского блоков породы формации подверглись повторному изменению в результате наложения процессов калиевого метасоматоза, синхронного с формированием Уманского гранитного массива.

Породам формации свойственна линейная складчатость с элементами брахиформной, различно ориентированная в пределах отдельных блоков.

Границы распространения пород формации носят в большинстве случаев тектонический характер или затушеваны процессами ультраметаморфизма.

Нижняя граница формации неясна. Верхняя определяется по сохранности в ее составе вблизи северной окраины Винницкого блока единичных пластов гнейсов, принадлежащих вышележащей тетеревской серии.

Эта серия по составу слагающих ее пород отвечает флишеидной (аргиллит-песчаниковой) формации. Принадлежащие ей породы метаморфизованы в низкотемпературной субфации гранулитовой фации, граничащей с амфиболитовой. Они распространены в пределах Новоград-Волынского и отчасти Голованевского блоков, слагая несколько крупных синклинальных складок. Нижняя граница формации фиксируется по ее залеганию на породах офиолитовой формации (бугская серия).

Для данной формации характерны следующие ассоциации пород: 1) биотит-плагиоклазовые, биотит-гранат-плагиоклазовые, биотит-кордиерит-плагиоклазовые гнейсы; 2) пироксен-плагиоклазовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы; 3) амфиболиты, амфиболовые гнейсы.

Обширный материал по геохронологии докембрийских геологических образований западной части Украинского щита собран и систематизирован Н.П. Щербаком [15, 16]. В соответствии с этим изотопный возраст циркона из пироксеновых гнейсов бугской серии, определявшийся по изотопам свинца, составляет, по данным этого исследователя, 2500–2700 млн. лет, а время формирования пород серии в целом равно 2800–2900 млн. лет.

Известные в литературе определения пород тетереvской серии, выполненные по биотиту калий-аргоновым методом, не превышают, по данным Н.П. Щербака, 1350–1750 млн. лет.

Для непосредственного определения радиологического возраста геологических образований бугской и тетереvской серий авторами данной статьи при составлении геологоструктурной карты Уманско-Винницкого района специально были отобраны пробы пироксеновых кристаллических сланцев и гнейсов из Приднестровья и Побужья и биотит-плагиоклазовых гнейсов в бассейне р. Тетереv на анализ свинцово-изохронным методом по породе в целом. Из каждой серии были проанализированы по три-четыре образца пород на содержание урана, тория и свинца и измерен изотопный состав свинца. Содержание урана и тория определяли колориметрическим методом с арсеназо-3 с точностью $\pm 5\%$, а свинца – экстракционным титрованием с дитизином также с точностью $\pm 5\%$. Изотопный состав свинца измеряли на масс-спектрометре МИ-1309 с применением алюмосиликатного эмиттера с точностью $\pm 0,5$ (для изотопных отношений).

Аналитические данные и вычисленные по ним значения возраста пород приведены в таблице. Кроме изохронных значений возраста, приводятся также модельные значения возраста, вычисленные по изотопному составу первичного свинца пород [13].

Как видно из таблицы, изохронный возраст пород бугской серии находится в интервале 2900–3000 млн. лет, а тетереvской серии – 2700–2840 млн. лет. В пределах точности свинцово-изохронного метода возраст пород обеих серий оказался практически одним и тем же, что указывает на близость времени регионального метаморфизма пород.

Достаточно хорошее соответствие между вычисленными изохронными и модельными значениями возраста (в пределах точности модельных возрастов) свидетельствует о выполнении необходимых условий применения свинцово-изохронного метода, а следовательно, о получении достаточно надежных датировок возраста.

Таким образом, приведенные определения возраста пород гнейсовой толщи юго-западной части Украинского щита, являющиеся первыми прямыми радиологическими данными, подтверждают архейский возраст этих образований, соответствующий временному диапазону 2700–3000 млн. лет.

Большой интерес также представляют собой данные о возрасте карбонатных пород месторождения Завалья, ранее полученные нами свинцово-изохронным методом по трем образцам, переданным С.С. Смирновым [3]. Результаты этих определений, соответствующие значениям 3300–3600 млн. лет, являются наиболее высокими по сравнению со значениями, полученными для пород бугской и тетереvской серий. Карбонатные породы Завалья, занимающие то же структурное положение, что и образования бугской серии, по-видимому, входят в ее состав.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т.Я., Дашкова А.Д., Казанский В.И., Шмидт А.О. О метаморфизме в зонах глубинных разломов центральной части Украинского щита. – Сов. геология, 1973, № 11.
2. Бобков Ю.Б., Булаевский Д.С., Зайцев А.А., Киктенко В.Ф., Козловская А.Н., Колосовская В.А., Коньков Г.Г., Куделя В.А., Лебедев Н.И., Пастухов А.Г., Полуновский Р.М. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. – Геол. ж., 1947, 30, № 4.
3. Искандерова А.Д. Разработка метода свинцово-изохронного датирования карбонатных пород и его применение в геохронологии. Л., 1970.
4. Козловская А.Н. Гранатовые породы северо-западной части Украинского кристаллического массива (на украинском языке). – Геол. ж., 1948, 9, вып. 1-2.
5. Козловская А.Н., Ожегова М.И. Объяснительная записка к геолого-петрографической карте Украинского кристаллического массива. Киев, 1958.
6. Лазыко Е.М., Кирилук В.П., Сивороннов А.А., Яценка Г.М. Геологические комплексы докембрия юго-западной части Украинского щита и принципы их выделения. – Сов. геология, 1970, № 6.
7. Лучицкий В.И. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива. – В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
8. Лучицкий В.И. Стратиграфия Украинского кристаллического массива. – В сб.: Украинский кристаллический массив. Изд-во АН УССР, 1947.
9. Половинкина Ю.Ир. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины. – Докл. АН СССР, 1960, 134, № 4.
10. Половинкина Ю.Ир. Главнейшие геохронологические этапы в истории формирования Украинского кристаллического массива. – Докл. АН СССР, 1964, 159, № 4.
11. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфия и роль ультраметаморфизма в Украинском кристаллическом массиве. – В сб.: Проблемы геологии докембрия. Киев, "Наукова думка", 1971.
12. Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Генезис чарнокитов Украины. Госгеолтехиздат, 1964.
13. Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
14. Усенко И.С. Архейские вулканогенные породы Украинского щита. – В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962.
15. Щербак Н.П. Гнейсо-мигматитовые формации и граниты междуречья Тетерев-Южный Буг. – В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, "Наукова думка", 1965.
16. Щербак Н.П. Геохронология докембрия и петрология гранитов Украинского щита. Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. доктора геол.-мин. наук. Киев, 1970.

ЦИРКОНОВАЯ ХРОНОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Геохронологическое расчленение докембрийских провинций, основанное на радиоактивных методах измерения возраста, исключительно сложно из-за многократно проявлявшегося в их пределах метаморфизма, искажающего радиоактивные системы. Значения возраста, получаемые часто в подобных регионах, не отвечают времени образования или метаморфизма данных формаций, а представляют собой промежуточные даты между этими двумя событиями. Поэтому, прежде чем приступить к выделению геохронологических рубежей в докембрии, нужно четко отдавать себе отчет, на каких методах и на каком материале может базироваться подобное расчленение.

Мы считаем, что К-Аг метод датирования не может служить основой для составления геохронологических схем докембрия. Именно он чаще всего приводит либо к исключительно высоким значениям возраста (при захвате избыточного Аг⁴⁰), либо к промежуточным значениям возраста, не имеющим реального геологического содержания. Расчленение докембрийских провинций не может базироваться исключительно и на Rb-Sr изохронном методе, так как многократный метаморфизм мог привести к миграции Rb и Sr, исказить данную радиоактивную систему и привести к невозможности построения изохроны.

Прекрасно понимая те ограничения, которые содержит в себе Pb-U-Th изотопный метод по аксессуарным минералам (в первую очередь по циркону), мы все же считаем его наиболее отвечающим требованиям датирования докембрийских образований. Широкое развитие циркона в самых различных метаморфических и магматических образованиях, возможность получения для каждого минерала четырех независимых значений возраста, возможность построения изохрон и с их помощью установления не только времени образования, но и времени метаморфизма — все это позволяет нам считать циркон наиболее пригодным материалом для целей датирования. Параллельное изучение морфологии циркона позволяет в большинстве случаев установить тот процесс, который послужил началом отсчета в нем изотопных часов.

Исходя из изложенного, мы попытались выделить геохронологические рубежи в докембрии Восточной части Балтийского щита, основываясь на изучении и датировании Pb-U-Th методом аксессуарных цирконов из различных магматических и метаморфических формаций. К настоящему времени имеется уже более 70 подобных измерений возраста.

Основным ограничением цирконового метода является невозможность датирования основных пород, а также времени седиментации древнейших осадочно-метаморфических формаций. Поэтому для определения возраста древнейших образований мы попытались применить изохронный свинцовый метод.

Работы В.А. Масленникова и Э.К. Герлинга [1, 2] выявили в пределах Кольского региона исключительно древние основные породы массива Чуна — Волчьих тундр. Спектр значений возраста этих пород, определенный К-Аг методом, был очень велик — от 10,0 до 1,5 млрд. лет. В процессе длительного отбора цифр, установления присутствия избыточного аргона либо потери аргона авторы останавливаются на значении 4,5 млрд. лет как на наиболее реальном значении возраста, отвечающем времени формирования массива.

На рис. 1 в схематичной форме показано положение массива среди других формаций Кольского полуострова. Массив граничит на западе по зоне глубинного разлома с породами беломорской серии, на юге — с породами свиты имандраварзуга, восточный и северный контакты с кольскими гнейсами также тектонизированы, но здесь В.А. Масленникову удалось выявить базальные конгломераты в основании кольской серии. Таким образом, согласно представлению

Рис. 1. Схема расположения массива Чуна-Волчьих тундр

1 - гнейсы беломорской формации; 2 - кольские гнейсы и гранулиты; 3 - габбро-нориты Чуна-Волчьих тундр; 4 - Мончегорский плутон; 5 - породы свиты Имандра-Варзуга; 6 - места взятия проб габбро-норитов; 7 - места взятия проб конгломератов; 8 - места взятия проб гнейсов и гранулитов



В.А.Масленникова, породы Чуна-Волчьих тундр являются древнейшими, на которых с размывом залегает нижняя свита кольской серии.

Нам известны и другие точки зрения на положение и возраст основных пород, согласно которым массив Чуна-Волчьих тундр является протерозойской интрузией, прорывающей кольские гнейсы [3-5]. Пользуясь любезной консультацией В.А.Масленникова, мы изучили и собрали наименее измененные образцы габбро-норитов массива, а также цемент конгломерата в двух участках его обнаружения (озеро Сейд и ручей Вайкис). Кроме того, были взяты большие пробы беломорских и кольских гнейсов вблизи контактов с породами Чуна-Волчьих тундр, из которых были выделены акцессорные цирконы. Схема взятия образцов представлена на рис. 1.

Для ряда образцов габбро-норитов были выделены мономинеральные фракции полевого шпата и пироксена. Из пород в целом, а также из мономинеральных фракций полевого шпата и пироксена был выделен свинец и определен его изотопный состав. Результаты измерения представлены на изохронной диаграмме (рис. 2). Как видно из этой диаграммы, возраст основных пород массива Чуна-Волчьих тундр равен 3800 ± 300 млн. лет. Они действительно являются древнейшими образованиями в пределах Балтийского щита. Интересно, что пары полевой шпат - пироксен дают значения возраста от 3800 до 1800 млн. лет, указывая тем самым на более позднее перераспределение свинца.

Далее мы изучали цемент базальтового конгломерата кольской серии. Он содержал значительное количество циркона исключительно мелкого размера - 0,05 мм - с четкими кристаллографическими формами. По морфологии они резко отличались от форм цирконов гранулитов кольской серии (округлые зерна, 0,1-0,2 мм), непосредственно находящейся в контакте с основными породами на участке Вайкис.

Результаты изучения цирконов из конгломератов, а также из гнейсов кольской и беломорской серий представлены в таблице и на рис. 3 (график Везерилла). Если цирконы беломорских гнейсов отвечают одностадийной модели развития с возрастом образования 2750 млн. лет и современным выносом свинца, то как цирконы кольских гнейсов, так особенно и цирконы конгломератов отвечают двустадийной модели развития. Имея тот же возраст образования около 2750 млн. лет, они были изменены около 1800-2000 млн. лет назад, а затем испытали современный вынос свинца.

Наше объяснение значений возраста для цирконов из конгломератов сводится к следующему. Цемент конгломерата, накапливающийся на основных породах, не мог содержать циркона. В процессе метаморфизма, синхронного общему метаморфизму пород кольской серии, произошло изменение минералогии цемента с образованием циркона, в котором низкое содержание радиоактивных элементов хорошо объяснимо с этих позиций. Очевидно, контакт основных пород и пород кольской серии на протяжении нескольких миллиардов лет оставался ослабленной зоной, на которой сильнее всего сказывались процессы метаморфизма.

При рассмотрении таблицы устанавливаются интересные закономерности по химизму цирконов, отражающих химизм пород, в которых они кристаллизовались.

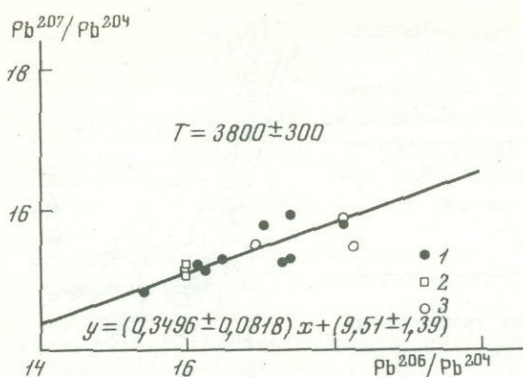


Рис. 2. Изохронная диаграмма в координатах для пород Чуна-Волчьих тундр
1 - порода в целом; 2 - плагиоклаз; 3 - пироксен

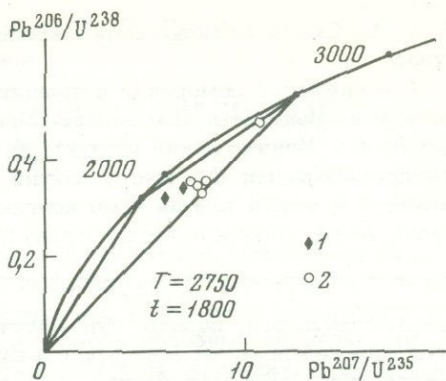


Рис. 3. Изохронная диаграмма в координатах $Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235}$
для цирконов из гнейсов и цемента конгломерата района массива Чуна-Волчьих тундр

1 - цирконы из цемента конгломерата; 2 - цирконы из гнейсов

При движении к северу от массива Чуна-Волчьих тундр содержание урана и тория закономерно возрастает. Если в непосредственном контакте с основными породами эти содержания практически равны или лишь несколько выше, чем в цирконах из цемента конгломерата (0,005-0,01%), то в гранулитовых гнейсах Центрально-Кольского антиклинория это уже 0,02-0,03%, а в гнейсах района Ура-Губы - 0,04%. Очевидно, это обстоятельство отражает степень вклада материала основных пород в формировавшиеся осадки, что согласуется с ранее установленными фактами появления железистых пропластков в гнейсах, лежащих на конгломератах Чуна-Волчьих тундр [2].

Таким образом, древнейшим геохронологическим рубежом в пределах Восточной части Балтийского щита является 3800 ± 300 млн. лет (возраст древнейших основных пород).

Следующий этап - это накопление древнейших осадочно-вулканогенных толщ. Установить точно время их седиментации с помощью применяемых нами методов не представляется возможным. Нам известно только, что это накопление происходило в интервале 3800-2800 млн. лет назад. К этому этапу относится формирование главнейших формаций всех трех регионов - Беломорского, Карельского и Кольского. Накопление это завершилось грандиозным по масштабу метаморфизмом 2750 ± 100 млн. лет назад. На рис. 4 приведена изохрона

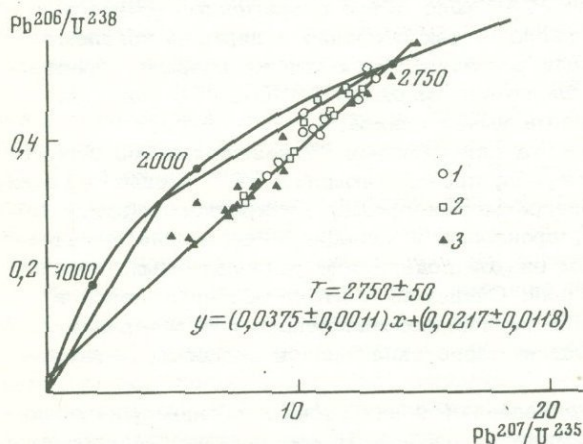


Рис. 4. Изохронная диаграмма в координатах $Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235}$ для цирконов из гнейсов Кольского, Карельского и Беломорского регионов

1 - цирконы из пород Карельского региона; 2 - цирконы из пород Беломорского региона; 3 - цирконы из пород Кольского региона

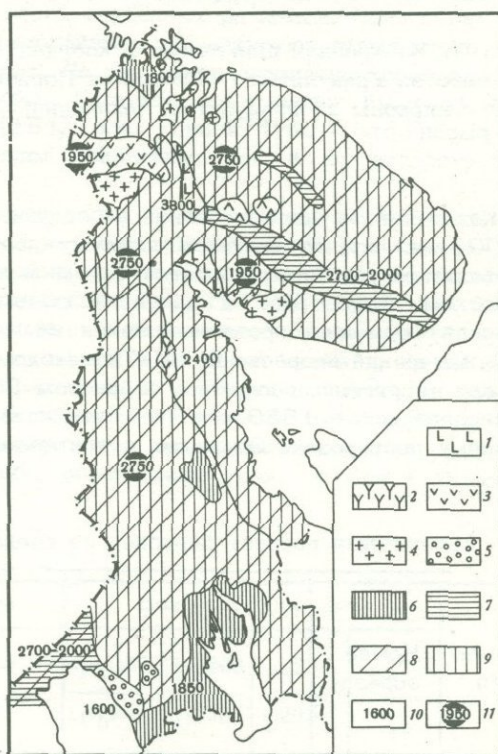
для цирконов, выделенных из древнейших гнейсов и гранито-гнейсов кольской и беломорской серий, пород Мурманского блока и фундамента карелид. Данные нанесены по работам [6-9] и новым измерениям.

Поскольку древнейший метаморфизм проявился как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фациях метаморфизма, интересно было изучить возрастное соотношение этих двух процессов. Интерес усугублялся существованием двух противоположных точек зрения — об исключительной древности гранулитового метаморфизма — свидетельстве особого теплового режима Земли на ранних этапах ее существования — и о простой метаморфической зональности [10-13].

Изучение выполнено на примере кольских гнейсов Центрально-Кольского антиклинория, метаморфизованных как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фациях метаморфизма. Это изучение показало, что, несмотря на резкое морфологическое различие цирконов (округлые зерна в породах гранулитовой фации и удлиненные, лишь со сглаженными ребрами в амфиболитовой), они устанавливают в пределах ошибки одновозрастность этих двух процессов — 2750 ± 50 млн. лет [9].

Рис. 5. Геохронологическая схема восточной части Балтийского щита

- 1 — основные породы массива Чуна-Волчьих тундр;
- 2 — глубинные чарнокиты;
- 3 — гранулиты Лапландии и Порьей Губы;
- 4 — микроклиновые граниты;
- 5 — рапакиви;
- 6 — отложения среднего протерозоя;
- 7 — отложения нижнего протерозоя;
- 8 — метаморфизм 1900 ± 100 млн. лет;
- 9 — метаморфизм 2750 ± 100 млн. лет;
- 10 — возраст образования, млн. лет;
- 11 — возраст метаморфизма, млн. лет



Таким образом, проведенные нами определения показывают, что региональный метаморфизм кольских гнейсов протекал одновременно как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фациях метаморфизма. Полученные данные подтверждают точку зрения Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайского о наличии метаморфической зональности в кольских гнейсах, а не диафтореза амфиболитовой фации по древнейшим породам гранулитовой фации [12].

Процесс метаморфизма не был мгновенным. Если возраст цирконов из гранито-гнейсов тяготеет к 2700 млн. лет — времени окончания процесса, то возраст цирконов вулканогенных лептитов — 2850 млн. лет, вероятно, фиксирует начало процесса.

На рис. 5 вертикальной штриховкой показана часть восточной части Балтийского щита, сформировавшаяся и испытавшая метаморфизм 2750 млн. лет назад. Она практически охватывает всю область, за исключением лишь самого юга.

Возрастной рубеж 2750 ± 100 млн. лет назад явился временем формирования фундамента Балтийского щита.

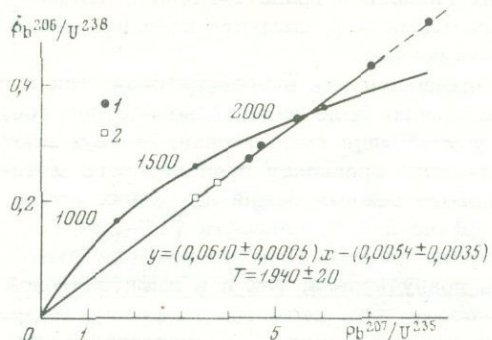


Рис. 6. Изохронная диаграмма в координатах Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235} для цирконов из глубинных чарнокитов

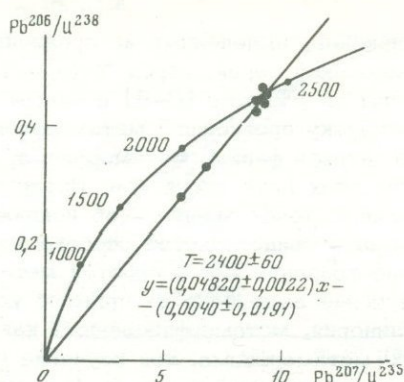


Рис. 7. Изохронная диаграмма в координатах Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235} для цирконов из гранулитов Лапландии и Порьей Губы

1 - цирконы из гранулитов Лапландии; 2 - цирконы из гранулитов Порьей Губы

Какие же толщи накопились в следующем возрастном интервале - 2750-2000 млн. лет, отвечающем нижнему протерозою? Они весьма ограничены. По-видимому, к ним относятся свиты имандра-варзуга и полмос-порос на Кольском полуострове и лишь на самом юго-западе Карелии - это ладожская формация, протягивающаяся на запад в область свекофеннид. Прямых измерений возраста $Pb-U-Th$ методом мы для них не имеем, но они содержат терригенный циркон с возрастом 2800 млн. лет и несут позднейшую минерализацию - 1850 млн. лет, что позволяет отнести эти образования к нижнему протерозою. Очевидно, в это время практически вся восточная часть

Абсолютный возраст цирконов из гнейсов кольской и беломорской серий

| Номер п/п | Номер образца | Порода, место взятия | % | |
|-----------|---------------|-------------------------------------|--------|--------|
| | | | Pb | U |
| 1 | 603 | Цемент конгломерата, озеро Сейд | 0,0024 | 0,0055 |
| 2 | 627 | Цемент конгломерата, озеро Вайкис | 0,0054 | 0,015 |
| 3 | 626 | Гранулит, озеро Вайкис | 0,0095 | 0,018 |
| 4 | 587 | Амфиболовый гнейс, Мончеозеро | 0,0045 | 0,0068 |
| 5 | 588 | Бiotитовый гнейс, Мончеозеро | 0,0051 | 0,0115 |
| 6 | 613 | Гранулитовый гнейс, Пулозеро | 0,0145 | 0,0217 |
| 7 | 628 | Гранулитовый гнейс, Магнетиты | 0,019 | 0,0295 |
| 8 | 609 | Гнейс, Ура-губа | 0,016 | 0,046 |
| 9 | 600 | Беломорский гнейс, Чунозеро | 0,0105 | 0,029 |
| 10 | 616 | Беломорский гнейс, район Кандалакши | 0,0177 | 0,039 |

Балтийского щита была приподнята и накопление вулканогенно-осадочных формаций шло в узких глубоких мульдах типа имандра-варзуга и полмос-порос. Центр накопления осадков сместился на юго-запад в область свекофеннид.

Следующий возрастной рубеж - 2400 ± 50 млн. лет. Он играет определенную роль на всех докембрийских щитах мира. Однако в пределах восточной части Балтийского щита интрузии этого возраста весьма немногочисленны. К ним относятся отличающиеся большим своеобразием интрузивные чарнокиты района Вичаны-Топ озера, внедрившиеся по глубинному разлому между беломоридами и карелидами. О глубинности этих пород говорят и морфология, и химизм цирконов, отличающихся очень низкими содержаниями радиоактивных компонентов. Влияние их на окружающие породы было локально, и следы его уничтожились под влиянием более мощного магматизма. Возраст этих образований, по данным работы [14], представлен на рис. 6.

Геохронологический рубеж - 1900 ± 100 млн. лет. Исключительно интенсивен метаморфизм, охвативший все сформированные ранее формации. Начало его фиксируют цирконы из гранулитов в зонах глубинных разломов. Полностью перекристаллизовавшиеся в ходе метаморфизма, они датируют время этого процесса значением 1950 ± 50 млн. лет. На рис. 7 приведена изохрона для гранулитов Лапландии и Порьей Губы. Гранулиты Лапландии были датированы нами несколько лет назад [15], для Порьей Губы - это новые данные [9]. Как по морфологическим признакам, так и по возрасту цирконы идентичны.

Цирконы из древних метаморфических толщ, не испытавших наложенного метаморфизма гранулитовой фации, все же несут следы повторного изменения. Это хорошо видно на рис. 3. Цирконы из гнейсов Центрально-Кольского антиклинория и чупинской свиты беломорской серии, где это воздействие было максимальным, на изохронной диаграмме смещены влево; причем для чупинской свиты, представленной пробами из шахты и из керн скважин, точки непосредственно ложатся на прямую, пересекающую конкордию в месте со значением $2750-1800$ млн. лет - время образования и время метаморфизма. В тех пробах, которые брали с поверхности, накладывается еще современная потеря свинца при выветривании, опускающая точки к оси х. Вынос

(Кольский регион)

| % | Изотопный состав свинца | | | | Возраст, млн. лет | | | |
|--------|-------------------------|-------|-------|-------|-----------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------|
| | 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th}$ |
| 0,0053 | 0,15 | 66,04 | 12,32 | 21,60 | 2475 | 1825 | 2125 | 1650 |
| 0,0105 | 0,017 | 72,23 | 10,70 | 17,05 | 2325 | 1715 | 1985 | 1850 |
| 0,0335 | 0,027 | 58,84 | 10,38 | 30,75 | 2610 | 1930 | 2290 | 1845 |
| 0,009 | 0,085 | 63,89 | 12,34 | 23,69 | 2680 | 2560 | 2600 | 2250 |
| 0,0045 | 0,440 | 60,98 | 17,01 | 21,57 | 2530 | 1880 | 2180 | 1695 |
| 0,017 | 0,40 | 58,31 | 14,69 | 26,60 | 2570 | 2250 | 2400 | 2500 |
| 0,11 | 0,020 | 40,62 | 7,57 | 51,79 | 2700 | 1720 | 2180 | 1925 |
| 0,020 | 0,102 | 74,29 | 14,34 | 11,27 | 2660 | 1680 | 2140 | 1390 |
| 0,0141 | 0,035 | 73,38 | 14,54 | 12,03 | 2800 | 1740 | 2250 | 1760 |
| 0,046 | 0,079 | 62,84 | 12,18 | 24,90 | 2680 | 1657 | 2255 | 1920 |

свинца из цирконов 2000 млн. лет назад сильнее всего сказался на Th-Pb значениях возраста, почти все они (в беломорских гнейсах) равны 2000 млн. лет [16].

1800 млн. лет назад происходит становление микроклиновых и щелочных гранитов [6] и многочисленных пегматитов. Изохрона для них, по данным Н.И. Ступниковой и других геологов [17], равна 1795 ± 20 млн. лет и приведена на рис. 3.

Таким образом, на территории восточной части Балтийского щита в беломорскую фазу складчатости 1900 ± 100 млн. лет назад не происходило внедрения крупных гранитных интрузий, которые могли бы соперничать с обширными по-

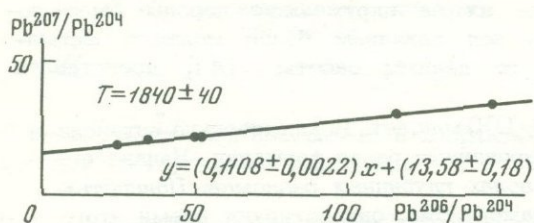


Рис. 8. Изохронная диаграмма в координатах Pb^{207}/Pb^{204} - Pb^{206}/Pb^{204} для песчаников ятулия Карелии

лями гранитов и гранито-гнейсов, сформировавшихся 2750 \pm 100 млн. лет назад. Однако этот геохронологический рубеж проявился в общем прогреве и повторном метаморфизме толщи вплоть до их расплавления с образованием анатектических гранитов и пегматитов.

Формации среднего и верхнего протерозоя в пределах восточной части Балтийского щита представляют собой уже миогеосинклинальные и платформенные образования. Время седиментации ютнийских и ятулийских образований определено нами ранее как 1840 ± 40 млн. лет по свинцовой изохроне [18]. Она изображена на рис. 8.

Наличие в этих осадках терригенного циркона возрастом 2800 млн. лет подчеркивает отсутствие в Центральной Карелии каких-либо образований промежуточного возраста.

Завершают докембрийскую историю восточной части Балтийского щита платформенные интрузии рапакиви. Время их становления 1600 ± 50 млн. лет.

Итог рассмотрения геохронологии восточной части Балтийского щита в том виде, в каком мы смогли представить его на основе Pb-U-Th измерений возраста аксессуарных цирконов, представлен на рис. 8 и в таблице. Мы сознательно избегали привлечения данных Rb-Sr метода, не имеющих еще достаточной статистической насыщенности, и игнорировали хаос K-Ar датировок.

Нам представляется, что выделение более дробных подразделений на современном уровне развития геохронологии не обосновано.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герлинг Э.К., Масленников В.А., Морозова И.М. Абсолютный возраст и геологическое положение древнейших горных пород Кольского полуострова. - В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
2. Масленников В.А. Древнейший докембрий Кольского полуострова. М., 1968.
3. Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. "Наука", 1967.
4. Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию. - Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 3.
5. Богданов Ю.Б. О так называемых базальных конгломератах кольской серии в районе хребта Чуна-Монче-Волчьих тундр на Кольском полуострове. - В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. "Наука", 1971.

6. Жирова В.В., Зыков С.И., Тугаринов А.И. О возрасте цирконов древнейших формаций Кольского полуострова. – Геохимия, 1961, № 12.
7. Зыков С.И., Тугаринов А.И., Бельков И.В., Бибилова Е.В. Возраст древнейших формаций Кольского полуострова. – Геохимия, 1964, № 4.
8. Бибилова Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология беломорского блока. – В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. "Наука", 1972.
9. Бибилова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В. О возрасте гранулитов Кольского полуострова. – Геохимия, 1973, № 5.
10. Салоп Л.И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. – Геол. и геофиз., 1963, № 1.
11. Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Московченко Н.И., Прияткина Л.А., Пушкарев Ю.Д. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
12. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. "Наука", 1968.
13. Гранулитовая фация метаморфизма. "Наука", 1972.
14. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формаций. – Геохимия, 1970, № 3.
15. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горощенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. – Геохимия, 1968, № 9.
16. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. О геохронологии беломорской формации. – Труды XVII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука", 1973.
17. Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
18. Бибилова Е.В., Тугаринов А.И., Зыков С.И., Мельникова Г.Л. О возрасте карельской формации. – Геохимия, 1964, № 8.

Е. В. Бибикова, Т. В. Грачева, В. М. Шемякин,
И. К. Шулешко

О ВОЗРАСТЕ ЭНДЕРБИТОВ
И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ
ВОСТОЧНО-ФИНЛЯНДСКОГО
АНТИКЛИНОРНОГО ПОДНЯТИЯ
(Западная Карелия) (по данным Pb-U-Th метода)

Изучены морфологические характеристики и определен радиологический возраст Pb-U-Th методом цирконов из гиперстеновых и пространственно связанных с ними ультраметаморфических гранитоидов, приуроченных к Колвас-Тулосозерской синклинали. Последняя осложняет общую структуру Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия.

Возрастное положение гиперстеновых гранитоидов и ультраметаморфических гранитоидов традиционными геолого-структурными методами не устанавливается в силу отсутствия здесь стратифицированных осадочно-вулканогенных толщ карельского возраста. М.А. Корсаковой [1] было высказано предположение об архейском возрасте гиперстеновых гранитоидов (эндербитов) и гранулитов Восточно-Финляндского поднятия, которые сопоставляются ею с гнейсами и кристаллическими сланцами кольской серии; причем, по мнению М.А. Корсаковой, эндербиты образовались за счет ультраметаморфического преобразования пироксенсодержащих гнейсов и сланцев в условиях гранулитовой фации метаморфизма. А.В. Синицин [2], не отрицая принадлежности эндербитов и гранулитов к архею, параллелизует последние с хетоламбинской и лоухской свитами беломорской серии.

Гиперстеновые гранитоиды слагают несколько массивов площадью от 1-2 до 20 км². Как правило, это средне-мелкозернистые породы темно-серого цвета с массивной или гнейсовидной текстурой, состоящие из кварца (11-26%), плагиоклаза № 26-41 (48-54%), калиевого полевого шпата (2-10%), ромбического пироксена ($f=52-65$, 7-16%), моноклинного пироксена ($f=35-47$, до 4%), амфибола ($f=62-64$, до 9%) и биотита ($f=46-65$, до 11%). По составу породы отвечают эндербитам. Микроструктуры гиподиоморфнозернистая и диоритовая, а для разновидностей, затронутых процессами тектонобластеза и диафтореза, - гранобластические.

Вмещающими образованиями для эндербитов является сложный комплекс пород, первично метаморфизованный в условиях гранулитовой фации, которая устанавливается по реликтовым минеральным ассоциациям, содержащим гиперстен, диопсид, кордиерит и бурюю роговую обманку. В настоящее время этот комплекс представлен диафторитами по гранулитам и ультраметаморфическими гранитоидами.

Комплекс ультраметаморфических гранитоидов представлен автохтонными существенно плагиоклазовыми породами, повсеместно сохранившими реликтовые

Изотопный возраст эндербитов (3,4) и ультраметаморфических гранитоидов

| Номер | | Содержание, % | | | Изотопный состав Pb | |
|-------|-------|---------------|--------|--------|---------------------|-------|
| п/п | пробы | Pb | U | Th | 204 | 206 |
| 1 | 2442 | 0,0134 | 0,0264 | 0,007 | 0,007 | 71,53 |
| 2 | 2442а | 0,0110 | 0,0247 | 0,0195 | 0,008 | 71,09 |
| 3 | 2444 | 0,0330 | 0,0650 | 0,017 | 0,006 | 79,33 |
| 4 | 2445 | 0,0570 | 0,0510 | 0,024 | 0,007 | 38,18 |

Примечание. Поправка на галенит 1-13,7-14,6 - 33,5.

участки пород субстрата и сформировавшимися в Р-Тусловиях амфиболитовой фации. Кроме этого, наблюдаются и отдельные мелкие тела аллохтонных двуполовошпатовых и существенно микроклиновых гранитов. Аналогичные породы известны практически во всех антиклинорных структурах фундамента карелид. Первая группа гранитоидов сопоставляется с выделенной К.О. Кратцем и другими геологами [3] плагиогранитной серией, а вторая - с гранитной серией гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. В Северо-Карельской антиклинорной зоне подобные образования выделяются В.М. Шемякиным и К.А. Шуркиным [4] в качестве гранитоидов комплекса основания карелид, для которых по акцессорному циркону Pb-U-Th методом определен изотопный возраст 2700 млн. лет [5].

Эндербиты и вмещающие породы интенсивно расланцованы с образованием морфологических типов тектонитов-бластомилонитов; причем в силу различной компетентности пород процессы тектонобластеза в эндербитах проявлены слабее, чем в окружающих их гранитоидах. Сланцеватость имеет директивное северо-западное направление и является сквозной, секущей линией контакта эндербитов с вмещающими породами. Наложённые метаморфические процессы и тектонобластез затрудняют установление первичных взаимоотношений эндербитов с породами рамы. Однако наличие в эндербитах ксенолитов мигматизированных гнейсов, магматические микроструктуры и кристалломорфологические и морфометрические особенности акцессорного циркона позволяют считать эндербиты интрузивными образованиями, сформировавшимися после этапа региональной мигматизации и до ультраметаморфизма.

В эндербитах отчетливо выделяются три морфолого-генетических типа цирконовых зерен.

Циркон первого типа представлен в различной степени округленными бурыми, коричневатобуроватыми, прозрачными и полупрозрачными зернами, обладающими часто пониженным двупреломлением. Хорошо округленные и округленные зерна преобладают над субидiomорфными. Среди последних доминируют кристаллы гиацитного и цирконового габитусов. Часто встречаются различные сростки; их очертания также в различной мере округлены. Поверхности зерен матовые, шероховатые, микротрещиноватые, но есть довольно много зерен с блестящими поверхностями и следами растворения (небольшие каверны, углубления, "пережимы"). Цирконы мелкие: средняя длина (l) = 0,16 мм, ширина (b) = 0,08 мм. Предельные колебания линейных размеров - от 0,04 до 0,025 мм по длине и от 0,02 до 0,12 мм по ширине. Коэффициент удлинения $l:b$ (K_y) в среднем равен 2,0. Аналогичные цирконы характерны для вмещающих эндербиты пород гранулитового комплекса.

Циркон второго типа - это идиоморфные, крупные короткопризматические зерна цирконового габитуса, окрашенные в розоватые тона, прозрачные и полупрозрачные. Внутри некоторых кристаллов различаются округлые ядра. Средние линейные размеры: $l = 0,30$ мм, $b = 0,14$ мм, $K_y = 2,35$. Эти цирконы, по-видимому, являются цирконами собственно эндербитов и образовались при становлении последних.

Цирконы третьего типа представлены сильно удлиненными, часто уплощенными зернами со сглаженными ребрами и вершинами. Габитусная принадлежность

(1,2) Восточно-Финляндского поднятия

| Изотопный состав Pb | | Значения возраста, млн. лет | | | |
|---------------------|-------|-----------------------------|---------|---------|--------|
| 207 | 208 | 207/206 | 206/238 | 207/235 | 208/Th |
| 13,22 | 15,24 | 2730 | 2320 | 2500 | 1760 |
| 13,19 | 15,71 | 2730 | 2040 | 2380 | 1900 |
| 15,78 | 5,08 | 2830 | 2500 | 2670 | 2175 |
| 7,45 | 54,36 | 2810 | 2620 | 2700 | 2780 |

не определима. Зерна прозрачные, реже полупрозрачные, желтоватые до бесцветных. Внутреннее строение нередко зональнопрерывистое, имеются микровключения. Цирконы третьего типа наблюдаются иногда в виде наростов или тонких обростаний вокруг зерен цирконов первого и второго типов. Средние линейные размеры: $l = 0,4$ мм, $b = 0,07$ мм, $Ky = 5,3$. Для уплощенных зерен отношение $b:c$ (линейные параметры в сечении, перпендикулярном длине) достигает 5,0.

Отношения объемов трех типов цирконовых зерен эндербитов не постоянны на площади. Но обычно в пробах преобладают цирконы первого типа, составляющие 50–70% цирконового концентрата, цирконы второго типа содержатся в количествах 30–50%, зерен цирконов третьего типа обычно мало — от нескольких долей до 7–10%.

Цирконовые концентраты из ультраметаморфических гранитоидов характеризуются однородностью. Цирконы представляют собой крупные, длиннопризматические, значительно уплощенные зерна с блестящими сглаженными поверхностями; Вершины и ребра округлены, грани волнисто-бугристые, неровные, очертания несимметричные, прихотливые. Часто зерна напоминают неравномерно растворенный леденец. Встречаются сростки нескольких зерен по призме. Многие зерна содержат непрозрачные мельчайшие включения. Для некоторых зерен характерна прерывистая зональность. Линейные размеры зерен варьируют в пределах от 0,05 до 0,55 мм по длине и от 0,02 до 0,10 мм по ширине (причем ширина часто не выдерживается по всей длине зерна). Ky колеблется в пределах 2,5–4, часто достигая 6–7, отношение $b:c$ около 3, но встречается 5 и более. Отмеченные морфологические особенности цирконовых зерен, по всей вероятности, являются следствием роста кристаллов в стесненной обстановке, в среде с меняющимися условиями кислотности–щелочности, когда рост сменяется растворением и наоборот, что весьма характерно для условий метасоматической переработки пород. По морфологическим признакам эти цирконы идентичны цирконам третьего типа из эндербитов.

Результаты определения изотопного возраста (см. таблицу) цирконов (исследовались по две пробы из каждой породы) показали хорошую сходимость значений по обеим пробам как для эндербитов, так и для ультраметаморфических гранитоидов. По Rb^{207}/Pb^{206} первые имеют 2830–2810±50 млн. лет, а вторые 2730±50 млн. лет. Таким образом, подтверждается верхнеархейский возраст кристаллических образований Западной Карелии. Радиологический возраст 2730±50 млн. лет можно считать датой становления ультраметаморфических гранитоидов, так как это значение получено по цирконам единственной генерации, имеющейся в этих породах.

Наличие в эндербитах трех генераций разновозрастных по морфологическим признакам цирконов отражает сложную историю образования этих пород. Наличие в пробах из эндербитов цирконов первого типа свидетельствует о загрязнении магмы при ее формировании парапородами, а присутствие цирконов третьего типа говорит о наложении на эндербиты позднейших метасоматических процессов, связанных со становлением гранитоидов ультраметаморфического генезиса. Однако присутствие незначительной доли цирконов третьего типа не может серьезно отразиться на полученной дате становления эндербитов. С другой стороны, наличие значительного количества мелких округлых "морфологически более древних" цирконов вмещающих пород гранулитового комплекса вряд ли могло значительно удредить дату образования эндербитов, так как на уровне 2850–2900 млн. лет произошла нивелировка изотопных отношений в цирконах, и более древних отношений в пределах восточной части Балтийского щита не сохранилось. Таким образом, дату 2800±50 млн. лет можно считать временем образования эндербитов.

Итак, проведенные исследования определили возрастное положение гиперстеновых гранитоидов и ультраметагенных существенно плагиоклазовых гранитоидов Западной Карелии.

Более молодые значения изотопного возраста ультраметаморфических гранитоидов объясняются тем, что формирование их за счет супракрустальных

пород, первоначально вмещающих эндрбиты, связано с процессами ультраметаморфизма, завершающими глубинную эволюцию Восточно-Финляндской антиклинорной зоны в архее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Корсакова М.А. Комплекс гранулитов и чарнокитов Восточно-Финляндской антиклинорной зоны. - В кн.: Тезисы докладов на межобластной конференции молодых ученых по теме: "Геология и полезные ископаемые Карельской АССР". Петрозаводск, 1969.
2. Синицин А.В., Корсакова М.А. О докембрии и метаморфических фациях Ребольско-Муезерского района Центральной Карелии (в связи с проблемой гранулитов в беломорском комплексе). - В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971.
3. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., 1969.
4. Шемякин В.М., Шуркин К.А. Формационные типы чарнокитов Балтийского щита. - В кн.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972.
5. Бибикина Е.В., Тугаринов А.И. Геохронология беломорского блока. - В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., 1972.

*В. М. Терентьев, Э. В. Собонович, В. А. Рудник,
Н. С. Вардзелашвили, А. А. Комаристый,
Ю. А. Слупицкий, Д. В. Цыренов*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ПРОДУКТОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В АКТИВИЗИРОВАННОЙ ПОГРАНИЧНОЙ ЗОНЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Активизированные пограничные зоны древних платформ, к числу которых относится и область обрамления Сибирской платформы, являются специфически геоструктурными и металлогеническими элементами земной коры. Они образованы комбинациями краевых структурных швов (системы глубинных разломов), приразломных прогибов и рифтовых впадин, а также блоками в различной степени раздробленного кристаллического фундамента прилегающих участков платформ. Важнейшей особенностью этих зон, наиболее отчетливо проявившейся в пределах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, является полихромный характер магматических и метасоматических процессов, а для блоков древнего фундамента платформ – и регионального метаморфизма. В тесной связи с последними находятся проявления разновозрастной эндогенной минерализации.

В составе пограничной зоны Сибирской платформы особое значение приобретает система различных по составу и возрасту блоков, совмещенных в пределах краевого структурного шва платформы. Отдельные блоки характеризуются четкой направленностью развития тектонических движений во времени с преобладанием тенденции или устойчивого поднятия или опускания на протяжении длительных интервалов геологической истории. Они же являются объектами проявления нескольких этапов тектоно–магматической активизации, обуславливающих отмеченный выше полихронный характер магматических процессов, многократность развития процессов метасоматизма и богатство полигенетических эндогенных рудных концентраций.

Задачи металлогенического прогноза в пределах выделенных геологических структур определяют исключительную важность геохронологических исследований, позволяющих обоснованно выделять металлогенические эпохи и геологические обстановки, перспективные на определенные типы полезных ископаемых. Не менее важны результаты радиологического датирования и для реконструкции истории геологического развития подобных зон земной коры с установлением последовательности и направленности развития в них явлений метаморфизма и метасоматизма. Указанные обстоятельства наиболее актуальны для докембрийских геологических образований пограничных зон, в том числе Сибирской платформы, имеющих в этом отношении недостаточную геохронологическую характеристику.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ИССЛЕДОВАННОГО РЕГИОНА И ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

В качестве объекта геохронологических исследований был выбран юго–западный фрагмент пограничной зоны Сибирской платформы. Основными структурными элементами данного фрагмента являются Байкало–Саянский краевой шов (зона глубинных разломов) и взаимосвязанная с ним система рифтовых впадин, цепочек разновозрастных магматических тел и разломов различных порядков, в значительной мере обусловленная процессами тектоно–магматической активизации.

Отличительные особенности зоны Байкало–Саянского структурного шва заключаются в громадной длительности, напряженности и многофазности развития,

в сочетаниях в пределах шва разновозрастных тектонических блоков различного состава, в высокой степени его магматической и метасоматической проницаемости. В составе блоков выделяются высокометаморфизованные архейские (?) и нижнепротерозойские кристаллические породы, представленные комплексами биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и плагиогнейсов, слюдястых сланцев, амфиболитов и гнейсо-гранитов, а также среднепротерозойские вулканиты и батолитоподобные массивы гранитоидов, образующие наложенный вулканогенно-магматический пояс. Зоны разломов различного возраста контролируют проявления субшелочного кремне-кали-натриевого метасоматизма, редкометальной и сульфидной минерализации.

Примыкающие к Байкало-Саянскому структурному шву с юго-востока фрагменты рифтовой зоны представлены типичными впадинами, выполненными молассоидными осадками, и активизированными блоками различного структурно-вещественного содержания, локализованными в бортовых частях этой зоны. Вдоль всего юго-западного обрамления Сибирской платформы известна серия стратиформных месторождений колчеданно-полиметаллического типа, связанных с разновозрастными комплексами слабо метаморфизованных карбонатно-терригенных пород (Холоднинское, Гаревское и др.).

Геохронологические исследования проводили в двух направлениях — в направлении установления радиологического возраста продуктов кремнeshелочного метасоматизма, локализованных в пределах Давацкой структурной зоны, и в плане выявления времени формирования колчеданно-полиметаллической минерализации Холоднинского месторождения.

МЕТАСОМАТИТЫ ДАВАНСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ

В пределах Даванской структурной зоны, входящей в состав Байкало-Саянского шва, изучали продукты кремнeshелочного метасоматизма, локализованные в древней зоне разлома, возрастная характеристика которых однозначно до сих пор не была установлена.

Даванская зона располагается в области предполагаемого сочленения Алчадской полосы смятия, насыщенной телами пегматоидов и метасоматитов, и Приморско-Байкальской зоны разлома, отличающейся высокой степенью магматической проницаемости. В совокупности они контролируют наблюдающиеся в районе проявления кремнeshелочного метасоматизма, редкометальной и сульфидной минерализации. Непосредственно на участке Даванской зоны преимущественно развиты гнейсо-граниты и биотитовые гнейсы архея (?), подвергшиеся интенсивному катаклазу, сопровождающемуся микроклинизацией, окварцеванием, биотитизацией, а также развитием флюорита и сульфидов.

КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ ХОЛОДНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Северное Прибайкалье) приурочено к крупной синклинальной складке, осложненной складками более мелкого порядка и образованной породами харчидуйской свиты протерозоя. Рудовмещающая толща имеет трехчленное строение. В ее нижней части разрез имеет карбонатный состав (мраморизованные известняки). Выше залегает толща так называемых филлитов (кварц-серицитовых сланцев), частью обогащенных углистым веществом (графитистым) и кварцитами.

Осадочно-метаморфический комплекс пород прорван позднепротерозойскими пегматоидами и габброидами. Колчеданно-полиметаллическая минерализация связана с серией рудных тел, залегающих грубо согласно с вмещающей, преимущественно сланцевой толщей. В пределах рудного поля отмечается серия разрывных нарушений, с которыми ассоциируют продукты сульфидизации, окварцевания и карбонатизации.

ОТБОР ПРОБ, ПОДГОТОВКА ИХ К АНАЛИЗУ И МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Для радиологического исследования метасоматитов Даванской зоны разломов были отобраны две пробы из единой зоны метасоматизма, вскрытой каналами на южном борту Даванского перевала. Одна из проб (№ 14б; табл. 1) представлена blastsмилонитом, развитым по гранитизированному гнейсу, с

Таблица 1

Распространенность урана, тория, свинца и их изотопные отношения в метасоматах и хребта Прибайкальский

| Номер | | Минерал | Содержание, г/т | | | Изотопный состав свинца, % | | | |
|-------|---------|----------------------|-----------------|-----|------|----------------------------|-------|-------|-------|
| п/п | образца | | U | Th | Pb | 204 | 206 | 207 | 208 |
| 1 | 14б | Кварц | 0,8 | 0,6 | 44,0 | 1,276 | 27,22 | 20,42 | 51,07 |
| 2 | 14б | Полевой шпат | 1,0 | 0,9 | 48,0 | 1,269 | 27,18 | 20,45 | 51,08 |
| 3 | 14в | То же | 3,2 | 1,6 | 66,0 | 1,258 | 27,35 | 20,49 | 50,89 |
| 4 | 14в | Полевой шпат + Кп | 14,0 | 5,6 | 66,0 | 1,084 | 33,36 | 19,14 | 46,39 |
| 5 | 14в | Биотит | 40,0 | 7,6 | 88,0 | 0,958 | 39,24 | 17,33 | 42,47 |

Таблица 2

Изотопный состав свинца и возраст (модель Рассела - Фарквара) рудных проб месторождения Холоднинское (северное Прибайкалье)*

| Номер | | Минерал | Изотопный состав Pb ²⁰⁴ = 1 | | | Модельный возраст, млн. лет | | |
|-------|----------|----------|---|-------|-------|--------------------------------|---------|---------|
| п/п | образца | | 206 | 207 | 208 | 206/204 | 207/206 | 208/204 |
| 6 | 15г(1) | Галенит | 17,59 | 15,64 | 37,42 | 700 | 700 | 800 |
| 7 | 15г(2) | " | 17,43 | 15,57 | 37,81 | 780 | 700 | 630 |
| 8 | Кристалл | Геленита | 17,74 | 15,65 | 37,68 | 620 | 550 | 580 |
| 9 | 15г(2) | Пирит | 17,55 | 15,51 | 37,92 | 700 | 620 | 580 |
| 10 | 15г(1) | " | 17,84 | 15,72 | 37,88 | 600 | 600 | 550 |

*Средний возраст 620 + 180 - 60 млн. лет.

крупными порфиробластическими выделениями калиевого полевого шпата и кварца. Вторая проба (№ 14в; табл. 1) представляет собой кварц-полевошпатовый метасоматит, обогащенный биотитом. Свинцово-изохронному исследованию были подвергнуты мономинеральные фракции калиевого полевого шпата (№ 2) и кварца (№ 1), пробы 14б и калиевого полевого шпата (№ 3), полевого шпата (№ 4) и биотита (№ 5) пробы 14в (см. табл. 1).

Для радиологического исследования колчеданно-полиметаллической минерализации Холоднинского месторождения были отобраны пробы колчеданно-полиметаллических руд из канавы, вскрывающей рудную зону № 1. Состав руды - пирит, галенит, сфалерит; суммарное содержание свинца и цинка - около 7 вес.%. Для анализа были отобраны три навески галенита (№ 6-8; табл. 2) и две навески пирита (№ 9-10, табл. 2).

Содержание в пробах урана и тория определялось спектрофотометрическими, а свинца - полярографическим и спектрофотометрическим методами (ошибка не хуже ± 3%). Изотопный анализ свинца выполняли на масс-спектрометре МИ-1309 методом термоионной эмиссии с использованием в качестве эмиттера алюмосиликата. В качестве стандарта использовали галенит-70. Воспроиз-

водимостью по всем изотопным отношениям 0,4%. Она обусловлена главным образом неопределенностью измерения массы Pb^{204} .

Как видно из табл. 1 и 2, в которых приведены результаты средних выборочных значений проведенных определений содержаний урана, тория, свинца и его изотопов, вариации изотопных отношений достаточны для того, чтобы оценить возраст пород. Способы расчета и методологические основы определения возраста описаны ранее [2, 3].

титах (мономинералы из гранито-гнейсов) перевала Даван

| Pb^{204} , г/т | Атомные отношения изотопов к Pb^{204} | | | | | |
|------------------|---|-------|-------|--------|--------|-------|
| | 206 | 207 | 208 | 238 | 235 | 232 |
| 0,56 | 21,34 | 16,01 | 40,03 | 1,222 | 0,0089 | 0,940 |
| 0,60 | 21,42 | 16,12 | 40,25 | 1,408 | 0,0102 | 1,299 |
| 0,830 | 21,74 | 16,29 | 40,45 | 3,305 | 0,0239 | 1,695 |
| 0,715 | 30,76 | 17,65 | 42,77 | 16,675 | 0,1208 | 6,884 |
| 0,843 | 40,92 | 18,04 | 44,29 | 40,807 | 0,2960 | 8,051 |

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Холоднинское месторождение. Результаты свинцово-изотопного исследования, приведенные в табл. 1, позволяют определить возраст колчеданно-полиметаллической минерализации, который вычислен по модели Рассела - Фарквара. Как следует из табл. 1, свинец месторождения имеет состав обычного свинца, а средний модельный возраст составляет примерно 675 ± 125 млн. лет, при среднем арифметическом значении в 620 млн. лет.

Полученные данные свинцово-изотопного датирования характеризуются высокой сходимостью данных расчетов по различным изотомам свинца и однозначно свидетельствуют о позднепротерозойском-раннепалеозойском возрасте оруденения (граница протерозоя с палеозоем принимается по рубежу 610 ± 50 млн. лет [1]). Так как в возрастном отношении колчеданно-полиметаллическая минерализация Холоднинского месторождения весьма сходна с минерализацией Горевского месторождения, то полученные данные значительно расширяют перспективы выявления стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений в пределах слабо метаморфизованных толщ верхнего протерозоя складчатого обрамления Сибирской платформы.

Метасоматиты Даянского структурного шва. Результаты статистической обработки урано-ториево-свинцовых данных, приведенных в табл. 1, позволили вычислить методом наименьших квадратов коэффициенты уравнений изохрон и оценить изохронный возраст кварц-микроклиновых метасоматитов Даянской зоны (табл. 3).

Полученные значения возраста сильно варьируют; причем какой-либо направленности в порядке расположения свинцово-урановых изохронных возрастов не наблюдается. Ториевый возраст вообще лишен геохронологического смысла, а возраст по Pb^{206}/U^{238} , по-видимому, завышен (табл. 3, № 2). Наиболее вероятными значениями возраста могут быть те, которые получены по Pb^{207}/Pb^{206} и Pb^{207}/U^{235} (табл. 3, № 1, 3). Но и эти значения (2000-2400 млн. лет) могут представлять верхний (максимальный) предел возраста. Значения коэффициента "а" (табл. 3) уравнений изохрон, представляющего собой соответствующие отношения изотопов свинца в первичном свинце, вошедшем в породу в момент её образования, свидетельствует о повышенном уран-свинцовом отно-

Таблица 3

Коэффициенты уравнений изохрон и изохронный возраст метасоматитов зоны Байкало-Саянского структурного шва

| Номер п/п | Изотопные отношения | Коэффициенты уравнений изохрон | | Изохронный возраст образования, млн. лет |
|-----------|--|--------------------------------|-------------|--|
| | | "a" | "b" | |
| 1 | Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶ | - | 0,148±0,02 | 2360±100 |
| 2 | Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸ | - | 0,505±0,04 | 2660±160 |
| 3 | Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵ | - | 6,166±1,17 | 2030±180 |
| 4 | Pb ²⁰⁸ /Th ²³² | - | 0,550±0,054 | 5000 |
| 5 | (Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴) _о | 20,82±1,4 | - | - |
| 6 | (Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴) _о | 16,28±0,43 | - | - |
| 7 | (Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴) _о | 39,48±0,38 | - | - |

шении в материнском источнике, т.е. о том, что первичный свинец в значительной степени аномален в сторону обогащения радиогенными изотопами. Эта аномальность может быть объяснена тем, что исследуемые метасоматиты образовались за счет пород с повышенным содержанием урана, но в дальнейшем в результате наложенных процессов произошел интенсивный вынос урана и тория (или привнос более древнего радиогенного свинца), что привело к аномально высоким значениям первичных отношений изотопов Pb²⁰⁶ и Pb²⁰⁷ к Pb²⁰⁴ и, как следствие, к удревнению радиологического возраста метасоматитов.

Полученные аналитические данные (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что полевой шпат пробы 14в (№ 3) потерял уран (или приобрел свинец) значительно позже, чем остальные минералы. Возможно, метасоматиты являются продуктами многократного проявления наложенных процессов (по крайней мере, больше двух), сильно затрудняющих геохронологическую интерпретацию полученных данных, но в то же время свидетельствующих об активном характере тектоно-магматических процессов на ранней стадии развития глубинных разломов Байкало-Саянского шва, начиная примерно с 2200±200 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное геохронологическое исследование отчетливо указывает на сложный характер геологического развития Байкало-Саянской системы глубинных разломов. Раннепротерозойский возраст метасоматитов Даванской зоны, по видимому, отражает наиболее раннюю стадию тектоно-магматической активности в зоне Байкало-Саянского шва. В дальнейшей истории докембрия эта зона интенсивно активизировалась в среднем и позднем протерозое. Возникшие при этом структуры большей частью наследовали структурный план древних разломов.

До последнего времени не существовало единого мнения о возрасте колчеданно-полиметаллической минерализации стратиформных месторождений, развитых в пределах обрамления Сибирской платформы. Некоторые исследователи [4] даже относили Холоднинское месторождение подобного типа к раннему протерозою. Полученные данные, отличающиеся высокой сходимостью результатов по расчетам различных изотопов свинца, однозначно свидетельствуют о позднепротерозойском - раннепалеозойском возрасте оруденения. В возрастном и генетическом отношении колчеданно-полиметаллическая минерализация Холоднинского месторождения весьма сходна с минерализацией Горевского месторождения (Енисейский край). Это обстоятельство указывает на важную

прогнозную роль позднепротерозойской металлогенической эпохи и расширяет перспективы выявления стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений в связи со слабо метаморфизованными толщами верхнего протерозоя зоны складчатого обрамления Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история земли. Л., "Недра", 1973.
2. Рудник В.А., Соботович Э.В., Искандерова А.Д. Свинцово-свинцовые отношения как основа периодизации докембрия. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
3. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, 1970.
4. Тигунов Л.П. Стратиформные месторождения и рудопроявления свинца и цинка в Иркутской области. - Записки Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР, 1971, вып. 53.

К ГЕОХРОНОЛОГИИ ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И ГЛАВНОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭПОХИ В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

В настоящее время крупные теоретические обобщения по геотектонике неизменно сопровождаются составлением тектонических карт, районирование на которых в большинстве случаев производится по возрасту завершающей складчатости геосинклинальных формаций [2, 18, 19 и др.]. Отсюда видно, что установление возраста складчатости имеет принципиальное значение не только для расшифровки тектонической истории конкретных районов, но и для познания общего процесса развития структуры земной коры. Подходы к решению проблемы возраста складчатости могут быть разными, но два направления представляются наиболее перспективными. Первое заключается в установлении возраста геологических формаций, более или менее изохронных процессу завершающей геосинклинальной складчатости, и второе — в установлении времени начала накопления эпигеосинклинальных орогенных формаций.

Применительно к докембрию оба эти направления могут дать положительный эффект лишь при условии тесной увязки геологических исследований с данными возрастных радиологических методов.

Установление возраста завершающей байкальской складчатости для Енисейского кряжа имеет особо важное значение, поскольку здесь находится тектонотип байкалид. В разное время рассматриваемая проблема решалась по-разному, что в значительной степени зависело от состояния изученности стратиграфии района и теоретических концепций авторов. Обзор этих представлений сделан недавно в работе [15].

Наиболее веские аргументы о времени завершения геосинклинальной складчатости байкалид были получены лишь в результате установления возраста соскладчатых гранитоидов батолитовой формации, равного 850 ± 60 млн. лет [5], и глауконита из нижней части разреза орогенного комплекса: $740-770$ млн. лет [3, 9, 13]. На основании этих данных сделан вывод о завершении геосинклинального складкообразования и вступлении Енисейского кряжа в этап орогенного развития на рубеже, близком к $800-850$ млн. лет, продолжавшемся до конца докембрия. Позже эта точка зрения нашла отражение в работах ряда исследователей. Однако в целом рассматриваемая проблема требовала дальнейших уточнений, особенно в части установления возраста соскладчатых гранитоидов западного склона и северо-западного окончания Енисейского кряжа и датирования орогенных формаций в районах, которые оставались в радиологическом отношении не изученными. Частично этот пробел восполняется в настоящей статье.

В табл. 1 приводятся новые данные по возрасту соскладчатых (обр. № 1-5) и синорогенных гранитоидов (обр. № 6), полученные уран-свинцово-ториевым методом. По циркону из биотитовых гранитов (массивной текстуры) района Кийских порогов получена хорошая сходимость цифр возраста по всем четырем изотопным отношениям. Две крайние цифры возраста (830 ± 65 млн. лет по Rb^{207}/Rb^{206} и 890 ± 45 млн. лет по Rb^{206}/U^{238}) различаются всего лишь на 7%, а две другие совпадают одна с другой, составляя 870 ± 70 млн. лет по Rb^{207}/U^{235} и 870 ± 95 млн. лет по Rb^{208}/Th^{232} . Эти данные убедительно говорят об одновозрастности изученных гранитов с другими гранитоидными массивами посольно-ангарского комплекса Енисейского кряжа (возраст комплекса 850 ± 60 млн. лет).

Следующий образец циркона [2] характеризует возраст плагиогранитов Рязановского массива. Этот массив важен для нас своим структурным поло-

жением. Будучи приуроченным к региональному разлому северо-западного простирания, отделяющему слабо метаморфизованные образования гренвиллид (сухопитская серия) от блока гнейсо-гранитов раннедокембрийской консолидации, массив своим южным окончанием проникает в толщи геосинклинально-складчатых формаций байкалид и рвет весь разрез отложений тунгусикской серии, в том числе и киргитейскую свиту. Поэтому возраст массива может служить переломом для установления времени завершения геосинклинальной складчатости байкалид в Енисейском кряже.

Характер согласованности цифр возраста, рассчитанных по разным изотопным отношениям уран-свинцово-ториевого метода, для данного образца циркона может считаться идеальным. Разница между минимальным и максимальным значениями — всего 2%. В целом все цифры возраста кучно группируются вокруг даты 860 млн. лет, что неоспоримо доказывает принадлежность Рязановского массива к посольно-ангарскому гранитоидному комплексу. Следует отметить, что возраст обсуждаемых плагиогранитов изучался нами также по биотиту калий-аргоновым методом, и была получена цифра 820 млн. лет, которая, как видно, незначительно отличается от значений действительного возраста массива.

Впервые с помощью уран-свинцово-ториевого метода измерен возраст циркона из гранитов Чиримбинского массива (обр. № 2 и 4). Изученные образцы представляют собой сложный объект. С одной стороны, они явно обогащены обыкновенным свинцом ($Pb^{204} = 0,916$ и $1,169$), а с другой — испытали потерю радиогенных изотопов этого элемента, что особенно заметно у обр. № 4, где потеря достигает 70%. Несмотря на отмеченные сложности, для циркона № 3 наблюдается достаточно хорошая согласованность цифр возраста по Pb^{207}/Pb^{206} и свинцово-урановым отношениям с дисперсией крайних значений от 820 до 870 млн. лет. Вероятно, дата, близкая к этим значениям, не будет намного отличаться от действительного возраста гранитов Чиримбинского массива.

Впервые также изучался возраст гранитов Тырадинского массива (северо-западная часть Енисейского кряжа) уран-свинцово-ториевым методом по содержащемуся в них циркону (табл. 1, обр. № 5). Вследствие потери цирконом части радиогенного свинца при установлении времени гранитообразования следует отдать предпочтение цифре возраста, рассчитанной по Pb^{207}/Pb^{206} , так как величина этого отношения наименее чувствительна к указанному изменению. Следовательно, возраст гранитов Тырадинского массива на данном этапе исследований принимается равным 875 ± 80 млн. лет, что вместе с результатами геолого-петрографических исследований позволяет рассматривать его в составе посольно-ангарского комплекса.

Из гранитоидов, образованных в стадию эпигеосинклинального байкальского орогенеза, был изучен Хариузихинский массив, расположенный в верховье р. Кутукас. Возраст массива определен впервые. Изученный циркон по разным отношениям уран-свинцово-ториевого метода показал прекрасное совпадение результатов (табл. 1, обр. № 6), которые убедительно свидетельствуют о возрасте массива, равном 620 ± 35 млн. лет, что позволяет включить его в состав аяхтинского комплекса.

В целом проведенное изучение возраста гранитоидов и характера их взаимоотношений с вмещающими породами дало дополнительное подтверждение правильности ранее сделанного вывода о завершении эпохи геосинклинального байкальского складкообразования в Енисейском кряже на рубеже около 850 млн. лет. Кроме того, новые материалы помогли правильнее оценить время и масштаб гранитообразования в районе в различные отрезки его позднедокембрийской истории.

Хотелось бы отметить, что в последнее время в печати нередко можно встретить критические высказывания в адрес результатов радиологических исследований. Однако столь же нередко оппоненты обнаруживают слабое знание предмета критики, а то и полнейшую неосведомленность. Примером может служить работа Ф.П. Кренделева [11]. Автор, беря на себя смелость крити-

Таблица 1

Радиометрические данные, изотопный состав свинца и вычисленные значения возраста

| Номер образца | Анализируемый минерал, его местонахождение и название породы | % | | |
|---------------|--|-------|-------|---------|
| | | U | Th | Pb |
| 1 | Циркон из массивных гранитов р.Кии выше устья р.Подпорожицы | 0,18 | 0,094 | 0,0457 |
| 2 | Циркон из плагиогранитов Рязановского массива, верховье р.Северной | 0,078 | 0,026 | 0,0139 |
| 3 | Циркон из гранитов Чиримбинского массива | 0,050 | 0,067 | 0,048 |
| 4 | То же | 0,066 | 0,049 | 0,00808 |
| 5 | Циркон из гранитов Тырадинского массива | 0,53 | 0,46 | 0,0720 |
| 6 | Циркон из гранитов Хариуэихинского массива | 0,064 | 0,015 | 0,0121 |

Применяемые константы: $\lambda_{U^{238}} = 0,154 \times 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{Th^{232}} = 0,972 \times 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{Th^{232}} = 0,0499 \times 10^{-9} \text{ лет}^{-1}$. Изотопный состав свинца для внесения поправок: $Pb^{206}/Pb^{204} = 17,05$; $Pb^{207}/Pb^{204} = 15,30$; $Pb^{208}/Pb^{204} = 37,00$.

ческого разбора опубликованных радиологических данных [1, 5-8 и др.], не потрудился даже разобраться в разнице между постоянной распада радиоэлементов λ и периодом полураспада T . Поэтому можно лишь посочувствовать его негодованию по поводу того, что якобы имеются случаи, когда в разных работах одних и тех же авторов [6, 9] применяются разные константы, а получаются для одних и тех же образцов сходные цифры возраста. В действительности во всех работах, на которые он ссылается, используются одни и те же постоянные распада. Но в работе [9], которая явно ввела Ф.П. Кренделева в заблуждение, в отличие от других сказано: "применяемые в расчете периоды полураспада - такие-то". Значит, речь идет о периодах полураспада, а не о постоянных распада. Будь оппоненту известно, что период полураспада обратно пропорционален постоянной распада и связан с ней простым отношением $T = \ln 2/\lambda$; элементарный расчет показал бы ему, что используемые в разных работах константы не разные, а одни и те же.

Мы не говорим уже о других сторонах этой, с позволения сказать, "критики", представляющей собой редкостный пример вопиющей неграмотности, впрочем не только радиологической, но и геологической. В качестве иллюстрации посмотрим, например, каковы, по Ф.П. Кренделеву, взаимоотношения тунгусикской серии Енисейского кряжа с сухопитской (поскольку этот вопрос имеет отношение к обсуждаемой нами проблеме байкалца). На стратиграфической колонке [12, рис. 4, стр. 20] им показано несогласное взаимоотношение между этими сериями, но на стр. 46 автор пишет уже о согласном залегании нижней (потоскуйской) свиты тунгусикской серии на верхней (аладынской) свите сухопитской серии. В дальнейшем (стр. 235) читаем: "Были ли перерывы между отложениями пород сухопитской и тунгусикской серий, неизвестно". А затем тут же, в пределах той же самой страницы, автор с неподдельной искренностью убеждает читателя о существовании "крупного несогласия со следами кор выветривания" между отложениями сухопитской и тунгусикской серий. Однако это еще не все. На стр. 198 Ф.П. Кренделев демонстрирует нам сверхоригинальное решение вопроса: "Наиболее вероятным представляется, - пишет он, - что тунгусикская серия - слабо метаморфизованный фациальный аналог верхних свит сухопитской серии".

Итак, одна серия - и редчайший хаос взаимоисключающих утверждений о ее положении в разрезе и взаимоотношениях с окружающими породами. И это в одной работе! Таковы уже ее и общий стиль, и "научный" уровень.

Гранитоидов Енисейского кряжа по данным U-Pb-Th метода

| Изотопный состав свинца, ат. % | | | | Вычисленный возраст, млн. лет | | | |
|--------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| Pb ²⁰⁴ | Pb ²⁰⁶ | Pb ²⁰⁷ | Pb ²⁰⁸ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ |
| 0,549 | 59,248 | 11,715 | 28,488 | 830 \pm 65 | 890 \pm 45 | 870 \pm 70 | 870 \pm 95 |
| 0,266 | 73,689 | 8,708 | 16,337 | 850 \pm 55 | 870 \pm 35 | 860 \pm 50 | 870 \pm 70 |
| 1,169 | 32,870 | 19,041 | 46,851 | 820 \pm 130 | 870 \pm 70 | 855 \pm 270 | 450 \pm 160 |
| 0,916 | 41,860 | 15,758 | 41,466 | 840 \pm 150 | 240 \pm 20 | 300 \pm 55 | 250 \pm 45 |
| 0,605 | 57,444 | 12,442 | 29,519 | 875 \pm 80 | 470 \pm 20 | 540 \pm 60 | 250 \pm 30 |
| 0,698 | 56,740 | 13,380 | 29,182 | 625 \pm 65 | 620 \pm 35 | 610 \pm 70 | 600 \pm 25 |

Но вернемся к геохронологии формаций, возникших в эпигеосинклинальную стадию байкальского орогенеза в Енисейском кряже. В настоящее время формации орогенного комплекса (которым соответствуют вороговская, чингасанская, ослянская и тасеевская серии) локализованы в пределах отдельных структурно-формационных зон Енисейского кряжа, соответствующих Вороговскому, Тейско-Чапскому, Ангаро-Питскому и Канско-Тасеевскому прогибам. Установление возраста пород, выполняющих прогибы, и особенно задача региональной корреляции разрезов с помощью обычных геологических методов затруднены из-за отсутствия палеонтологических остатков, формационной невыдержанности толщ и пространственной разобщенности прогибов.

Применение радиологических методов для решения указанных задач также долгое время сдерживалось из-за ориентировки их на использование только глауконита, ограниченно распространенного в районе. В работе предпринята попытка привлечения калий-аргонового метода для датирования осадочных толщ по породе в целом. С этой целью были изучены образцы слабо метаморфизованных алевроито-аргиллитовых сланцев и филлитов, широко распространенных по всему разрезу орогенного комплекса. Микроскопическое изучение филлитов и других литологических разновидностей использованных осадочных пород показало, что основными носителями калия у них являются гидрослюды, представляющие собой минеральные новообразования. Поэтому, рассуждая теоретически, значения возраста, получаемые по породе в целом, скорее будут характеризовать не время седиментации как таковой, а время постседиментационных преобразований осадков. В зависимости от того, насколько эти процессы будут оторваны один от другого во времени, соответствующей будет и разница между временем реального осадконакопления и экспериментально получаемым возрастом. Сравнение данных, установленных по породе в целом, со значениями возраста по глаукониту для одних и тех же свит показало, однако, хорошее их совпадение (табл. 2, обр. № 7), что позволяет применять метод для решения задач по стратиграфическому расчленению образований орогенного комплекса.

В пределах изученного района отложения эпигеосинклинального орогенного комплекса повсеместно залегают на подстилающих породах (в том числе и на геосинклинально-складчатых байкалидах) с угловым и стратиграфическим несогласием, часто с конгломератами в основании. Накопление этих отложений, таким образом, предвлялось не только складчатостью, метаморфизмом, гра-

Таблица 2

Возраст эпигеосинклинальных орогенных образований Енисейского кряжа (Байкальский тектонический шикл) по данным калий-аргонового метода определения ($\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹)

| Номер образца | Место взятия и краткая характеристика | K, % | Ar ⁴⁰ рад · 10 ⁻⁹ г/г | Воздушный Ar возд, % | Возраст, млн. лет | Источник информации |
|---------------------------------|---|------|---|----------------------|-------------------|---------------------|
| <i>Ангара-Питский прогиб</i> | | | | | | |
| 1 | Серицитовый аргиллит из нинеангарской свиты, р. Удоронга | 3,72 | 241,6 | 10,0 | 775 | Данная работа |
| 2 | Филлитизированный аргиллит из нижнедашкинской свиты, р. Удоронга | 5,28 | 336,5 | 18,0 | 760 | То же |
| <i>Вороговский прогиб</i> | | | | | | |
| 3 | Филлитизированный глинистый сланец северореченской свиты, р. Вороговка | 1,20 | 92,7 | 6,7 | 890 | " |
| 4 | Мусковит-хлоритовый алевроаргиллит из верхнемутнинской свиты | 2,40 | 152,2 | 4,0 | 760 | " |
| 5 | Алевро-глинистый сланец с серицитом и мусковитом из суктальминской свиты, р. Порожная | 1,70 | 85,9 | 4,0 | 630 | " |
| <i>Тейско-Чапский прогиб</i> | | | | | | |
| 6 | Глауконит из вандадынской свиты, р. Тейя у фактории Курепа (шесть анализов) | - | - | - | 700-735 | [3,12] |
| 7 | Хлорит-мусковитовый аргиллит, оттуда же | 2,25 | 142,0 | 5,5 | 760 | Данная работа |
| 8 | Глауконит из суктальминской свиты | - | - | - | 635-645 | [11] |
| 9 | Глауконит из немчанской свиты | - | - | - | 600-560 | [3,16] |
| <i>Канско-Тасеевский прогиб</i> | | | | | | |
| 10 | Слюдистый аргиллит из верхов алашинской свиты, р. Тасеева | 3,52 | 198,0 | 3,8 | 690 | Данная работа |
| 11 | Аргиллит из мошаконской свиты, оттуда же | 3,37 | 153,9 | 10 | 575 | То же |
| 12 | То же | 3,40 | 155,2 | 15,0 | 580 | " |

нитообразованием, но и денудацией, "формированием исходной поверхности выравнивания, которой потом, в процессе горообразования, суждено быть покоробленной, нарушенной разломами и неравномерно по ним поднятой" [20, стр. 201]. Поэтому возраст, устанавливаемый даже для наиболее ранних подразделений орогенного комплекса, явится в большинстве случаев показателем лишь верхней границы геосинклинального складкообразования. Имея это в виду, небезинтересно рассмотреть данные, полученные по серицитовому аргиллиту нижнеангарской свиты (табл. 2, обр. № 1), залегающей в основании орогенного комплекса Ангаро-Питского прогиба (ослянская серия). До последнего времени существовали самые противоречивые представления о возрасте этой свиты, впрочем, как и ослянской серии в целом. Наиболее укоренившейся и едва ли не единственной точкой зрения, господствовавшей в течение долгого времени, принималась следующая: ослянская серия (в составе нижнеангарской и дашкинской свит) занимает промежуточное стратиграфическое положение между нижележащей тунгусикской серией и вышележащей чингасанской (в составе лопатинской, вандадынской и других свит). Несостоятельность этой концепции впервые была отмечена в работе [5], что привело к известному перелому во взглядах исследователей на стратиграфическое положение ослянской серии, но не ликвидировало разнотолкования.

Основной причиной разногласий являлось полное отсутствие возрастных датировок пород самой ослянской серии. Все аргументы о возрастном положении серии основывались, как правило, на косвенных признаках (не считая привлекаемых в последнее время микрофитоцитов), в силу чего они всегда носили в себе элемент субъективных взглядов их авторов.

Исследованный аргиллит, относящийся к средним горизонтам нижнеангарской свиты, имеет возраст 775 млн. лет. Эта цифра свидетельствует (как мы далее увидим) об изохронности нижнеангарской свиты ослянской серии с лопатинской свитой чингасанской серии, залегающей в основании орогенного комплекса Тейско-Чапской структурно-формационной зоны. Во всяком случае возраст нижнеангарской свиты является послекиргитейским (ибо киргитейскую свиту рвут граниты с возрастом 850 млн. лет) и довендским, так как за нижнюю границу венда (см. ниже) в хорошо изученных разрезах принимается дата 680 млн. лет. Цифра возраста аргиллита нижнеангарской свиты (775 млн. лет) помимо стратиграфического значения (что само по себе немаловажно) служит также показателем проявления относительно ранних стадий байкальского орогенеза. В известной мере она подтверждает также и более ранний, чем 775 млн. лет, возраст геосинклинального складкообразования байкальской эпохи. Думается, что и начало байкальского горообразования будет несколько более древним, чем эта дата, и отвечать среднему промежутку времени между нею и возрастом соскладчатых гранитоидов посольно-ангарского комплекса (850 млн. лет), т.е. приближаться к рубежу порядка 800 млн. лет.

Возраст филлитизированного аргиллита, отобранного из нижнедашкинской свиты в береговом обнажении р. Удоронги, при пересечении ею Неронгской синклинали составляет 760 млн. лет (табл. 2, обр. № 2). Эта дата позволяет коррелировать нижнедашкинскую свиту с вандадынской свитой Тейско-Чапского прогиба.

Несколько анализов характеризуют возраст пород, выполняющих отдельные грабены Вороговского прогиба (табл. 2, обр. № 3-5). Имеющиеся данные позволяют говорить о разновозрастности грабенов и разной полноте их разрезов. Наиболее прогнутым является грабен низовья р. Вороговки, выполненный терригенными (северореченская свита) и карбонатно-терригенными (сухореченская, ниже- и верхнемутнинская свиты) осадками мощностью примерно 4,5 км. О начале седиментации в этом прогибе приближенно можно судить по возрасту филлитизированного аргиллита из северореченской свиты, залегающей в основании вороговской серии. Как видно из табл. 2, сланец оказался самым древним из всех изученных пород, относимых к классу орогенных формаций. Его возраст - 890 млн. лет - соответствует фактически середине тунгусикского времени. В связи с этим нижние горизонты разреза вороговской серии целе-

Таблица 3

Схема корреляции разрезов эпигеосинклинального орогенного комплекса байкальской эпохи

Енисейский кряж

| | Русская платформа, серии, млн. лет (по 13, 18, 20) | Вороговский прогиб (свиты, млн. лет) | Тейско-Чапский прогиб (свиты, млн. лет) | Ангаро-Питский прогиб (свиты, млн. лет) | Канско-Тасеевский прогиб (свиты, млн. лет) |
|------|--|---|---|---|--|
| Венд | Валдайская 600 | Немчанская | Немчанская 600 | Терригенная толща | Мошаковская 580 |
| | Вольнская 600 | Суктаьминская 630 | Суктаьминская 640 | | Чистяковская |
| | Пачелмская 650-700 | Сухореченская | Чивидинская 700 | Верхнедашкинская | Алешинская 690 |
| | Сердобская 760 | Верхнемутнинская 760 | Вандадынская 740-770 | Нижнедашкинская 760 | |
| | | Нижнемутнинская | Лопатинская | Нижнеангарская 775 | |

сообразно исключить из категории эпигеосинклинальных орогенных образований и рассматривать их в качестве осадков доорогенной стадии развития байкальской геосинклинали Енисейского кряжа. Наиболее грубозернистые фации восточных районов, тяготеющие к Центральному антиклинорию, будут соответствовать при этом геоантиклинальной молассе. [22].

Установление возраста северореченской свиты равным 890 млн. лет имеет важное значение для решения одного из коренных вопросов стратиграфии позднего докембрия северо-западной части Енисейского кряжа — определении стратиграфического положения исаковской толщи. Учитывая, что северореченская свита и ее стратоаналоги залегают на подстилающих породах докембрия, в том числе и на указанной толще, с угловым и стратиграфическим несогласием [1, 14, 16], можно с серьезным основанием считать возраст исаковской толщи сухопитским. Вследствие большой важности затронутого вопроса для анализа различных проблем геологии Енисейского кряжа радиологические исследования в этом направлении должны быть продолжены.

Мусковит-хлоритовый алевро-аргиллит верхнемутнинской свиты, как видно из табл. 2, имеет возраст 760 млн. лет. Вероятно, эта свита завершает довендский разрез Вороговского прогиба, что подтверждается также присутствием в ней онколитов верхнерифейского возраста.

Алеврито-глинистый сланец из отложений суктальминской свиты Вороговского прогиба (бассейн р. Порожной) имеет возраст 630 млн. лет (табл. 2, обр. № 5), что хорошо соответствует данным о стратиграфическом положении свиты. Уместно заметить, что возрасту суктальминской свиты, измеренный калий-аргоновым методом по глаукониту, также оказался равным 630-640 млн. лет.

Значительно больше радиологических данных имеется по отложениям чингасанской серии Тейско-Чапского прогиба, чему способствовало присутствие глауконита в составе ряда свит, слагающих серию. По измерениям некоторых авторов [3, 9, 13 и др.], возраст вандадынской свиты оценивается значениями от 735 до 770 млн. лет (табл. 2), суктальминской — от 635 до 645 млн. лет — и немчанской — от 560 до 600 млн. лет.

Возраст мусковит-хлоритового аргиллита из вандадынской свиты — 760 млн. лет (обр. № 7) — оказался в хорошем согласии с данными по глаукониту. Это обстоятельство явилось одним из оснований для привлечения тонкозернистых слабо метаморфизованных пород орогенного класса для решения геохронологических задач. Очередной задачей исследований Тейско-Чапского прогиба должно быть установление возраста лопатинской свиты, залегающей в основании разреза чингасанской серии. До сих пор возраст свиты оценивается лишь на основании косвенных данных. Важно также обратить внимание на определение возраста чивидинской свиты в ее стратотипическом залегании, поскольку фигурирующая сейчас дата — 700 млн. лет — относится к ее предполагаемому стратоаналогу — тиллитам верховья р. Вороговки, что само по себе нуждается в доказательстве.

Впервые получены данные о возрасте пород тасеевской серии, развитой в пределах Канско-Тасеевского прогиба (табл. 2, обр. 10-12). Изученные образцы отобраны из береговых обнажений р. Тасеева ниже р. Усолки. Анализ серицитизированного аргиллита (обр. № 10) показывает, что возраст верхов алешинской свиты 690 млн. лет, анализ двух других образцов (№ 11 и 12) говорит о том, что возраст мошакской свиты 575 и 580 млн. лет. Из этих данных следует, что в целом тасеевская серия имеет сокращенный объем по сравнению с орогенными комплексами Заангарья и соответствует лишь верхней половине разрезов ослянской, чингасанской и вороговской серий.

На основании приведенных данных, а также учета распределения растительной микропроблематики [14, 17 и др.] произведена предварительная посвитная корреляция разрезов орогенного комплекса внутри Енисейского кряжа и сопоставление их с вендом Русской платформы (табл. 3). Определенные сложности при сопоставлении возникают из-за нечеткой увязки историко-геологического (стратиграфического) и хронологического рубежей подошвы вендского комплекса. В частности, в работе [17] венд рассматривается в объеме вал-

дайской и волинской серий Русской платформы, но одновременно указывается возраст его нижней границы как 680 ± 20 млн. лет. Значение же возраста 680 млн. лет в этом районе соответствует не волинской, а пачелмской серии [15]. Поэтому в зависимости от того, на что ориентироваться, можно по-разному коррелировать и по-разному дозировать объем самого вендского комплекса и продолжительность вендской эпохи. Вероятно, не без оснований некоторые исследователи [10] дополняют объем венда пачелмской серией. При таком подходе, как видно из табл. 3, венду Русской платформы будет соответствовать верхняя половина орогенного комплекса Енисейского кряжа, начинающаяся с чивидинской свиты и ее аналогов. Более древние отложения вандадынской, нижнедашкинской свит и их стратиграфических эквивалентов будут принадлежать уже к рифею.

Подводя итог вышеизложенному, можно констатировать следующее.

1. Слабометаморфизованные породы байкальского орогенного комплекса пригодны для датирования по ним калий-аргоновым методом возраста осадочных серий.

2. Завершение байкальского геосинклинального складкообразования в Енисейском кряже соответствует рубежу приблизительно 850 млн. лет.

3. Начало орогенного этапа близко к дате 800 млн. лет. Наступлению его предшествовала пенепленизация территории, сопровождавшаяся размытием геосинклинально-складчатых толщ.

4. Конкретизация возраста осадочных и магматических формаций рассмотренного стратиграфического диапазона будет способствовать более углубленному и полному раскрытию историко-геологических закономерностей формирования района в конце позднего докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемов Ю.М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1963, № 2.
2. Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1933, 2, вып. 4.
3. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области. - *Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука"*, 1970.
4. Волбуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Мусатов Д.И., Стрижов В.П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. - В кн.: *Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука"*, 1966.
5. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мусатов Д.И. Геохронология Енисейского кряжа. - *Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. "Наука"*, 1964.
6. Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. Магматические формации Енисейского кряжа. - В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск. книжн. изд-во*, 1962.
7. Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1964, № 7.
8. Зыков С.И., Ступникова Н.И., Павленко А.С., Тугаринов А.И., Орлова Л.П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1961, № 7.
9. Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы. - В кн.: *Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука"*, 1966.
10. Келлер Б.М. Венд и юдомий. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1971, 46 (3).
11. Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. *"Наука"*, 1971.
12. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2500 000. Составлена подкомиссией по тектонической карте мира под руководством Н.С. Шатского, Изд-во ГУГК, 1964.

дайской и вольнской серий Русской платформы, но одновременно указывается возраст его нижней границы как 680 ± 20 млн. лет. Значение же возраста 680 млн. лет в этом районе соответствует не вольнской, а пачелмской серии [15]. Поэтому в зависимости от того, на что ориентироваться, можно по-разному коррелировать и по-разному понимать объем самого вендского комплекса и продолжительность вендской эпохи. Вероятно, не без оснований некоторые исследователи [10] дополняют объем венда пачелмской серией. При таком подходе, как видно из табл. 3, венду Русской платформы будет соответствовать верхняя половина орогенного комплекса Енисейского кряжа, начинающаяся с чивидинской свиты и ее аналогов. Более древние отложения вандадннской, нижнедашкинской свит и их стратиграфических эквивалентов будут принадлежать уже к рифею.

Подводя итог вышеизложенному, можно констатировать следующее.

1. Слабометаморфизованные породы байкальского орогенного комплекса пригодны для датирования по ним калий-аргоновым методом возраста осадочных серий.

2. Завершение байкальского геосинклинального складкообразования в Енисейском кряже соответствует рубежу приблизительно 850 млн. лет.

3. Начало орогенного этапа близко к дате 800 млн. лет. Наступлению его предшествовала пенепленизация территории, сопровождавшаяся размывом геосинклинально-складчатых толщ.

4. Конкретизация возраста осадочных и магматических формаций рассмотренного стратиграфического диапазона будет способствовать более углубленному и полному раскрытию историко-геологических закономерностей формирования района в конце позднего докембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемов Ю.М. Абсолютный возраст некоторых пород южной части Таракского массива Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1963, № 2.
2. Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1933, 2, вып. 4.
3. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. К геохронологии Енисейско-Восточно-Саянской складчатой области. - *Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука"*, 1970.
4. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Мусатов Д.И., Стрижов В.П. Материалы по абсолютному возрасту магматических комплексов и полиметаллических рудопроявлений Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа. - В кн.: *Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука"*, 1966.
5. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П., Мусатов Д.И. Геохронология Енисейского кряжа. - *Межд. геол. конгресс. XXII сессия, Докл. сов. геол. "Наука"*, 1964.
6. Волобуев М.И., Зыков С.И., Мусатов Д.И., Ступникова Н.И. Магматические формации Енисейского кряжа. - В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск. книж. изд-во*, 1962.
7. Герлинг Э.К., Артемов Ю.М. Абсолютная геохронология южных и центральных районов Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1964, № 7.
8. Зыков С.И., Ступникова Н.И., Павленко А.С., Тугаринов А.И., Орлова Л.П. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа. - *Геохимия*, 1961, № 7.
9. Казаков Г.А., Кнорре К.Г., Стрижов В.П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ западного обрамления Сибирской платформы. - В кн. *Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука"*, 1966.
10. Келлер Б.М. Венд и юдомий. - *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 1971, 46 (3).
11. Кренделев Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. *"Наука"*, 1971.
12. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000. Составлена подкомиссией по тектонической карте мира под руководством Н.С. Шатского. Изд-во ГУТК, 1964.

13. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах. – Труды ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 12.
14. Постельников Е.С. Байкальский орогенез. "Наука", 1973.
15. Семенов Н.П., Зайдис Б.Б., Нечаев С.В. О возможности прямого определения времени катагенеза терригенных пород. – В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.
16. Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского края. Изд-во АН СССР, 1962.
17. Соколов Б.С. Введение к "Решению совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления. Новосибирск, 1972.
18. Тектоническая карта Евразии масштаба 1:5 000 000. Глав. ред. А.Л. Яншин. Изд-во ГУГК, 1966.
19. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000. Глав. ред. Н.С. Шатский. Госгеолтехиздат, 1956.
20. Хаин В.Е. Общая геотектоника. "Недра", 1973.
21. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В., Ицков А.И., Синельников Д.В. Основные этапы тектонического развития Енисейского края в докембрии и раннем палеозое. – Вестн. МГУ, серия геол., 1967, № 5.
22. Херасков Н.П. Тектоника и формации. "Наука", 1967.

РАДИОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО САЯНА, ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ И БАЙКАЛО- ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

К настоящему времени в связи с выполнением разномасштабных геологических и аэрогеофизических съемок в Саяно-Байкальском складчатом обрамлении Сибирской платформы накоплен большой геологический и радиолого-геофизический материал. Для выяснения некоторых аспектов геологического строения этой территории представляется весьма интересным и полезным совместный анализ радиологических и геофизических данных. Анализируя фактический материал полученных радиологических датировок, мы приходим к двум конкретным выводам: с одной стороны, цифровые значения возраста для регионов, не затронутых последующими геологическими преобразованиями, позволяют достаточно достоверно отбивать геохронологические рубежи и отдельные стратиграфические уровни, а с другой — радиологические возрасты отражают собой эволюцию развития регионов и фиксируют время их полной консолидации. Однако имеется много возрастных датировок, которые не отражены в этих двух выводах. Суть их пока не расшифрована.

По современным представлениям, на территории Саяно-Байкальской горной области выделяются архейские, протерозойские (нижний, средний, верхний), палеозойские и более молодые образования. Изотопно-геохронологические данные, полученные по геологическим подразделениям, позволяют предварительно выделить рубежи, соответствующие перестройкам земной коры: архейский до 2500 млн. лет, нижнепротерозойский до 1900 млн. лет, среднепротерозойский до 150 млн. лет; за верхнюю границу верхнего протерозоя следует принимать цифру 650 млн. лет, а с рубежа 600 млн. лет начинать датировать нижнюю границу кембрия.

Предполагаемые по геологическим и геофизическим данным более древние породы архея пока еще не нашли радиологического подтверждения, за исключением калий-аргоновых значений возрастов пироксенов из гнейсов шарыжалгайской серии и мангат-гольской свиты (5760 млн. лет — возраст гиперстена шарыжалгайской серии, 4450 млн. лет — возраст монопироксена биотит-двупироксенового гнейса мангат-гольской свиты). Возможно, эти цифры указывают на истинное время образования пород, сохранившихся в виде небольших глыб среди более молодых отложений. В дальнейшем этот вопрос требует геолого-радиологического изучения тех мест, где имеются выходы пород со сверхдревним значением возраста. По данным абсолютной геохронологии, к архейскому рубежу следует относить только шарыжалгайскую серию. Несмотря на большой объем проведенных геохронологических исследований, в пределах распространения шарыжалгайской серии выявлены значения возрастов, отвечающие архею только в одном участке — по южному побережью озера Байкал (станции Байкал, Андриановка, р. Ангасолка). По-видимому, это реликты (ксенолиты, небольшие блоки) пород, не участвующие в дальнейшей переработке, время регионального метаморфизма которых определяется цифрами 2900 ± 300 , 2960 ± 200 , 2670 ± 200 , 2500 ± 200 млн. лет. Эти цифры получены свинцово-изохронным методом по гнейсам и амфиболитам. Формирование пород шарыжалгайской серии, проявленный метаморфизм в отрезке времени $2500-2960 \pm 200$ млн. лет полностью совпадают со временем образования пород Алданского, Украинского и Балтийского кристаллических щитов.

Своеобразие физической характеристики образований шарыжалгайской серии проявлено отчетливо. Как правило, они картируются резко дифференцированным аномальным магнитным полем интенсивностью от первых сотен до первых ты-

сяч гамм. Гравитационное поле над ними также повышенное, а радиоактивное, напротив, низкое.

Архейский магматизм, представленный измененными породами еловского комплекса основного состава, китойского — палигенных гранитов имеет абсолютные датировки, отражающие возраст раннепротерозойской складчатости. Наиболее древние датировки в 2335 ± 25 млн. лет получены калий-аргоновым методом по бурой роговой обманке из ортоамфиболита, находящегося среди пород шарыжалгайской серии, а биотитовые гнейсо-граниты имеют возраст 1920 ± 20 млн. лет.

Основные породы еловского комплекса в благоприятных условиях картируются линейными магнитными аномалиями интенсивностью в сотни гамм. Кроме того, они отличаются повышенной плотностью ($\sigma - 2,9$ г/см³) и низкой радиоактивностью.

Гранитоиды китойского комплекса нередко картируются резко дифференцированным аномальным магнитным полем и практически не отличаются по радиоактивности от вмещающих архейских образований.

В раннем (нижнем) протерозое происходило накопление терригенно-карбонатных толщ с проявленной эффузивной деятельностью в Саяно-Байкальской горной области, которые выделены в слюдянскую, ольхонскую, сарминскую, бирюсинскую серии, муйскую, чуйскую толщи, мангат-гальскую, камчадалскую болшереченскую свиты и Соснового Байца.

Терригенные и терригенно-карбонатные разности этих стратиграфических подразделений, как правило, характеризуются пониженными магнитными и радиоактивными полями. Напротив, железистые кварциты и железистые сланцы картируются отчетливыми линейными магнитными аномалиями интенсивностью до первых тысяч гамм. Эффузивные разности основного состава этих комплексов в ряде случаев также картируются аномальным магнитным полем напряженностью в сотни гамм и низким радиоактивным полем.

Наиболее достоверные данные, подтверждающие нижнепротерозойский возраст, полученные как по мономинеральным фракциям, так и по породам, проанализированным различными методами, колеблются в интервале от 2200 до 1900 млн. лет. Среди изученных раннепротерозойских метаморфических пород, претерпевших региональный метаморфизм, по-видимому, на границе нижнего и среднего протерозоя, реликтов пород с более древним метаморфизмом не встречено. Это позволяет считать, что первичные породы нижнего протерозоя накопились в послепалигенное время. Они принадлежат к самостоятельной нижнепротерозойской стадии развития региона и вмещают разнообразные интрузии раннепротерозойского и более молодого возраста.

Интрузивный магматизм раннепротерозойского цикла представлен урда-окинским с возрастом 1883 млн. лет и онотским гранитоидным с возрастом 1800 млн. лет комплексами в Восточном Саяне. В Байкало-Патомском нагорье нижнепротерозойский возраст имеют гранитоиды угольканского и муйского комплексов (2170, 1930, 1854, 1889 млн. лет).

Основные и ультраосновные разности пород этих комплексов (урдаокинский и муйский) нередко картируются достаточно отчетливыми магнитными аномалиями от первых до многих сотен гамм и отличаются пониженным разноактивным фоном.

Гранитоиды же онотского, угольканского и муйского комплексов отчетливо в структуре магнитного поля не отражены, хотя в отдельных случаях и могут быть выделены за счет осложнений этого поля над экзоконтактными частями массивов. Радиоактивное поле над ними несколько выше вмещающих осадочно-метаморфических образований, а поле силы тяжести, напротив, пониженное.

Граница нижнего и среднего протерозоя знаменуется перерывом в осадконакоплении, где на уже сформированных кристаллических породах шло отложение вулканогенно-карбонатно-терригенных образований с конгломератами в основании. Эта граница четко фиксируется как по геологическим, так и по радиологическим данным. Осадки среднего протерозоя представляют самостоятельный структурный этаж от стадии седиментации до стадии метаморфизма и консолидации. На основании изотопных датировок устанавливается, что в среднем протерозое

розое формировались породы акитканской (домугдинская, хибеленская, малокосинская свиты), дербинской серии, долдарминской, сублукской, кукушерской, карниловской, шубутуйской, окинской (ильчирской) свит. Полученные радиологические значения возрастов перечисленных серий и свит таковы: 1700 \pm 35, 1560 \pm 80, 1493, 1489, 1520, 1236, 1574, 1240 \pm 250, 1274 млн. лет. Для отдельных подразделений получены более низкие значения возраста, чем интервал времени 1900–1500 млн. лет, но прорывающие их магматические образования с радиологическими датировками этого интервала дают нам право отнести породы к среднему протерозою. Неоднородная степень метаморфизма, по видимому, проявившаяся в среднем протерозое в разных участках в несколько разное время, является одним из важных факторов изменения минерального состава и облика пород, что и отражается на изотопных датировках.

Магматизм среднего протерозоя представлен основными породами ангаульского, арбанского комплексов (1538 млн. лет), гранитоидами саянского (1760, 1530, 1565, 1520 млн. лет), ирельского (1810 \pm 40, 1730, 1726, 1660, 1550, 1490 млн. лет), приморского (1520, 1475 млн. лет), чуйско-кодарского (1726, 1850, 1770 \pm 85, 1590, 1580 \pm 10, 1490 млн. лет) комплексов.

Магматические разности пород среднего протерозоя в отличие от осадочно-метаморфических картируются достаточно контрастными магнитными (сотни гамм) и радиоактивными (повышенный фон) и гравитационными (пониженное поле) аномалиями.

Поздний (верхний) протерозой (650–1500 млн. лет) по длительности составляет около 1 млрд. лет. Рубеж верхнего протерозоя характеризуется крупным перерывом в осадконакоплении и его молассоидным характером. Верхнепротерозойские образования местами с резким угловым несогласием перекрыты кембрийскими осадками платформенного и миогеосинклинального характера. Породы характеризуются различной степенью метаморфизма, в основном отмечается только их регенерация, а в участках интенсивных тектонических напряжений метаморфизм достигает фации средних ступеней. В слабо метаморфизованных осадках верхнего протерозоя часты строматолиты и микрофитолиты. Завершающее время регионального метаморфизма самой низкой ступени проявилось где-то в пределах 600–650 млн. лет. Верхний протерозой объединяет байкальскую, патомскую, тепторгинскую, ермосохинскую, монгошинскую, карагасскую, оселковую (нижнюю часть ее) серии; для верхних слоев верхнего протерозоя характерно присутствие глауконита.

Байкальскую серию характеризуют цифры возраста 1262, 782, 667 млн. лет, радиологический возраст пород нижних частей разреза патомской серии – 1397 млн. лет, а средних и верхних – 990, 730, 625 млн. лет. Близкие значения возраста получены по породам тепторгинской серии (988, 900 \pm 55, 747, 714, 617, 622, 602 млн. лет). Осадки ермосохинской, монгошинской и анайской свит формировались в интервале времени 1028–950 млн. лет. Карагасская и оселковая серии имеют разнологический возраст 796–600 млн. лет.

Отчетливого проявления в магнитном поле верхнепротерозойские осадочно-метаморфические образования не находят. Их отдельные разности, обогащенные фосфоритом (карагасская, байкальская серии), в некоторых случаях картируются аномальным радиоактивным полем.

При благоприятных литолого-структурных условиях (отчетливые прогибы, выполненные мощными толщами, отличающимися повышенной плотностью) над этими образованиями отмечаются небольшие аномалии поля силы тяжести.

Магматизм верхнего протерозоя по составу и формам залегания довольно разнообразен: от малых и крупных интрузий основного, среднего и кислого составов до субщелочных гранитоидов. К данному этапу относятся бирюсинский, чернозиминский, гуникский, чайский, озерский, довыренский, татарниковский, мамско-оронский и нерсинский комплексы. Абсолютные датировки, полученные по всем этим комплексам, с достоверностью отражают возраст верхнего протерозоя.

Породы среднего, основного и ультраосновного составов перечисленных комплексов при благоприятных условиях картируются достаточно отчетливыми маг-

нитными (от сотен до первых тысяч гамм) аномалиями. Радиоактивное поле над ними пониженное. Гранитоиды же обычно отличаются повышенным радиоактивным фоном и относительно низкими значениями поля силы тяжести. Некоторые разности гранитоидов, в том числе субшелочные, отчетливо проявлены и в аномальном магнитном поле (мамско-оронский, 1-я фаза; гуникский, татарни-ковский комплексы).

Граница кембрия и докембрия (600 млн. лет) четко фиксируется по радиологическим данным и по формационным особенностям.

Несмотря на детальную изученность геологических разрезов, различные исследователи нижнюю границу кембрия проводят по разным стратиграфическим уровням. Так, одни из них, опираясь на микропроблематику, основанием кембрия считают подошву усольской, усатовской и нахтуйской свит, а также подошву верхней подсвиты мотской свиты; другие — подошву ушаковской, мотской, усть-тагульской свит. Имеется точка зрения, согласно которой граница кембрия проводится по слоям, содержащим скелетную фауну. Разрезы позднего докембрия и кембрия в обрамлении юга Сибирской платформы за последние годы детально изучались Т.А. Дольник. По ее данным, в Патомском нагорье разрез верхнего докембрия венчает ченчинская свита. В отложениях обнаружены строматолиты и микрофитолиты третьего комплекса¹.

На ченчинской свите с постепенным переходом залегают жербинская свита, основанием которой служит появление светлых песчаников с глауконитом. В карбонатных слоях жербинской свиты присутствуют строматолиты и микрофитолиты четвертого комплекса. Радиологический возраст глауконита из песчаников нижней части разреза жербинской свиты равен 590 млн. лет (р. Патом), средней — 550 млн. лет (р. Язовая), а верхней — 500 млн. лет.

В Северо-Байкальском нагорье, в бассейне р. Чай, аналогом жербинской свиты является миньская свита, в осадках которой сохранились отпечатки строматолитов четвертого комплекса. На миньской свите согласно залегают усатовская свита, в карбонатных слоях которой присутствуют строматолиты пятого комплекса. Радиологический возраст глауконита из песчаника основания усатовской свиты 556, 557 млн. лет. Выше усатовской свиты залегают лимпейская (чечуйская) свита, содержащая шестой комплекс строматолитов. Возраст глауконита из карбонатной породы, залегающей в основании лимпейской свиты (р. Чай), характеризуется цифрой 535 млн. лет. Положение свит в разрезе относительно друг друга (жербинская, усатовская, лимпейская) подтверждается и значениями радиологических возрастов глауконитов.

В Прибайкалье на породах байкальской серии (качергатская свита) с размылом залегают ушаковская свита. В карбонатной гальке конгломератов ушаковской свиты присутствуют микрофитолиты второго и третьего комплексов. Цифры абсолютного возраста по хлорит-серицитовому концентрату из средней подсвиты ушаковской свиты (р. Куртун) дали значение возраста 664 млн. лет, а из верхней части разреза — 553 млн. лет. Ушаковская свита перекрывается мотской свитой с конгломератами в основании. По р. Анай в мотской свите были найдены медузоиды. Весь разрез мотской свиты, кроме ее нижней терригенной части, охарактеризован четвертым комплексом строматолитов и микрофитолитов. Возраст доломитового мергеля из нижних частей разреза мотской свиты 606 млн. лет.

В Иркутском Присяянье верхний докембрий представлен олхинской свитой. Радиологический возраст аргиллита из основания олхинской свиты равен 687 млн. лет, а из верхних частей разреза — 626 млн. лет (р. Олха). На олхинской свите с размылом и горизонтом конгломератов в основании залегают терригенно-карбонатная мотская свита. В ее карбонатной части присутствуют строматолиты и микрофитолиты четвертого комплекса. Глауконит из песчаника основания мотской свиты характеризуется цифрой возраста 609 млн. лет (р. Ушаковка).

¹ Комплексы микрофитолитов приняты по З.А. Журавлевой, а строматолитов — по И.Н. Крылову, Т.А. Дольник, М.А. Семихатову и др.

Выше мотской свиты залегает усольская свита со строматолитами и микрофитолитами пятого и шестого комплексов. Радиологический возраст галита, извлеченного из солей, колеблется в интервале 596–550 млн. лет (с. Коркино, Касьянка).

В Ийско-Бирюсинском Присяянье к позднему докембрию, как было изложено ранее, относятся карагасская и оселковая серии. В карбонатных осадках карагасской серии присутствуют строматолиты и микрофитолиты третьего комплекса. На карагасской серии с размывом залегает оселковая серия. Нижняя марнинская свита оселковой серии прорывается миндалекаменными диабазами с возрастом 574 млн. лет. Удинская и айсинская свиты оселковой серии, залегающие выше марнинской, амагматичны. Карбонатные отложения удинской и айсинской свит содержат строматолиты и микрофитолиты четвертого комплекса. На айсинской свите залегает усть-тагульская свита с конгломератами в основании. Глауконит из песчаника средней части усть-тагульской свиты характеризуется цифрой возраста 559 млн. лет (р. Тагул). Усть-Тагульская свита согласно перекрывается карбонатными породами тальской свиты, содержащими археоциаты.

По присутствию микропроблематики, появлению скелетной фауны Т.А. Дольник границу кембрия и позднего докембрия на территории складчатого обрамления Сибирской платформы проводит по подошве нахтуйской свиты в Патомском нагорье, усатовской в Северо-Байкальском нагорье, по верхним слоям мотской свиты в Юго-Западном Прибайкалье и по основанию тальской свиты в Присяянье. Учитывая радиологические данные и формационные особенности, четкие геологические границы (перерыв и характер осадков), мы считаем, что границу кембрия и докембрия следует проводить по подошве жербинской, миньской, мотской, усть-тагульской свит. В Присяянье, возможно, границу следует опустить до основания удинской свиты. Граница кембрия и докембрия, проводимая с учетом радиологических данных, четко фиксируется на местности по перерывам в осадконакоплении и другим тектоническим особенностям.

Раннекаледонский магматизм проявлен малыми телами основных и ультраосновных пород актоврацкого (486 млн. лет) и многофазной плагиогранитной формацией таннуольского (580–500 млн. лет) комплексов.

Основные и ультраосновные породы актоврацкого и таннуольского (первая фация) комплексов выделяются обычно контрастными магнитными аномалиями интенсивностью от сотен до первых тысяч гамм. Уровень радиоактивного поля над ними пониженный, а гравитационного – повышенный.

Гранитоидные разности таннуольского комплекса, напротив, слабомагнитны, а радиоактивное поле над ними повышенное.

В палеозое и мезозое происходило внедрение субщелочных, щелочных гранитоидных комплексов (бугульминский – 475–450 млн. лет, казырский – 460–270 млн. лет, огнитский – 480–250 млн. лет, сыннырский – 395–310 млн. лет), дайковых тел кодали-бутуинского (300–200 млн. лет) и гранитоидной формации конкудеро-мамаканского (350–200 млн. лет) комплексов.

Эти комплексы, как правило, отчетливо картируются аномальным, в различной степени дифференцированным магнитным и повышенным радиоактивным полями. Уровень поля силы тяжести над ними пониженный.

Завершающим этапом тектоно-магматического цикла в Присяянье явилось проявление малых тел и трубок взрыва ультраосновных щелочных пород и карбонатитов зиминского комплекса (250, 214, 240, 170 млн. лет), а в пределах Сибирской платформы – излияние трапш. По времени внедрения, основываясь на геолого-геофизических и радиологических данных, трапшы можно разделить на три магматических комплекса: среднепалеозойский с возрастом 400–300 млн. лет, верхнепалеозойско-нижнемезозойский с возрастом 280–200 млн. лет и среднемезозойский с возрастом 180–140 млн. лет.

Породы зиминского комплекса отличаются магнитно-радиоактивными аномалиями, аналогичными аномалиям огнитского и сыннырского комплексов. Для них характерны обычно небольшие размеры и изометричная форма.

Отчетливо проявлены в физических полях и траппы Сибирской платформы. Как правило, они картируются знакопеременными магнитными аномалиями различной контрастности. Радиоактивное поле над ними пониженное, а гравитационное повышенное.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., "Наука", 1965.
2. Анисимова З.М., Фомин Н.И. Геолого-радиологические данные по некоторым стратиграфическим уровням докембрия Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969.
3. Егоров Ю.И. О тектонической структуре Саяно-Байкальского складчатого обрамления юга Сибирской платформы по геофизическим данным. — В сб.: Тектоника Сибири. "Наука", 1970.
4. Геохронология докембрия. "Наука", 1970.

РЕПЕРНЫЕ ТОЧКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ОБОСНОВАНИЕ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ И РАДИОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

Интрузивные горные породы в Центральном Казахстане распространены очень широко, и на первом месте по распространенности среди них находятся гранитоиды. Как правило, возрастное положение интрузивных образований (в том числе и гранитоидов) довольно неопределенное; однако в пределах Казахстана возрастное геологическое положение некоторых интрузивов весьма четкое — они имеют верхнюю и нижнюю возрастные границы, охарактеризованные органическими остатками.

Особенностью тектонического развития Центрального Казахстана в палеозое являлась довольно быстрая миграция геосинклиального режима с северо-запада на юго-восток [3]. Вследствие этого сформировавшиеся интрузивы (имеющие преимущественно кислый состав) в большинстве случаев не подвергались (или подвергались в слабой степени) воздействию более поздних магматических комплексов и связанных с ними пневматолитовых и гидротермальных процессов, приводящих обычно к нарушению изотопных отношений и искажению вследствие этого цифр радиологического возраста. Имея в виду эту особенность развития Центрального Казахстана в палеозое, мы полагаем, что предлагаемые нами возрастные значения более достоверны (в отношении сохранения первичных изотопных отношений) по сравнению с теми, которые получены по регионам, имевшим полициклическое развитие и характеризующимся многократным проявлением гранитоидного магматизма.

Рекомендуемые нами в качестве реперных значения радиологического возраста палеозойских образований имеют достаточно узкое и достоверное геологическое и палеонтологическое обоснование верхней и нижней возрастной границ. В этом отношении они выгодно отличаются от тех, которые рекомендовались ранее в качестве реперных, но для которых имеется палеонтологическое обоснование возраста либо только для нижней, либо только для верхней возрастной границы. Положение докембрийских реперных точек обосновано с помощью историко-геологического метода, который является ведущим для стратиграфического расчленения докембрия Казахстана других регионов. Кроме этого, при расчленении докембрия мы придаем большое значение радиологическим определениям; все использованные нами возрастные значения получены рубидий-изотопным методом.

При изучении геохронологии докембрия за основу нами принята схема стратиграфии докембрия Центрального Казахстана, разработанная усилиями многих геологов [7, 17], являющаяся в настоящее время наиболее достоверной. Самый полный разрез докембрия в Казахстане представлен в Улутау, где он подробно изучен (Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатов, 1972).

Наиболее древними образованиями являются кристаллические сланцы зарендинской и бектурганской серий [архей (?) — ранний протерозой], подвергшиеся метаморфизму в условиях амфиболитовой и, возможно, гранулитовой фаций. Время формирования этих серий охватывает целый геосинклиальный цикл. К раннему — среднему протерозою (второй геосинклиальный цикл) отнесены породы сланцевой вулканогенно-осадочной кератофировой формации (аралбайская серия). Последняя имеет весьма выдержанный состав на удаленных территориях и важное стратиграфическое значение. Эти две серии относятся к ранней эвгеосинклиальной стадии. К поздней стадии этого геосинклиального цикла относятся породы порфировой формации в объеме жийдинской и майтубинской серий.

С породами порфировой формации тесно связаны порфиробластовые гранито-гнейсы. Гранито-гнейсы связаны постепенными переходами с гранитизирован-

ными породами (гнейсами) жийдинской и в меньшей степени майтубинской серий. Гранито-гнейсы преимущественно биотитовые и лейкократовые микроклин-альбитовые, в подчиненном количестве находятся биотит-роговообманковые ортоклаз-олигоклазовые монцонито-гнейсы и биотитовые и лейкократовые ортоклаз-альбитовые гранито-гнейсы. Они относятся к формации мигматитов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма и являются аналогами сининверсионной гранитоидной формации. Возраст гранито-гнейсов 1700–1800 млн. лет. Это чрезвычайно важный геологический и радиологический рубеж, так как он фиксирует завершение геосинклинального цикла развития, этап гранитообразования и консолидации земной коры, что привело к наращиванию гранитно-метаморфического слоя земной коры и отмиранию геосинклинальных условий. Этот рубеж хорошо зафиксирован не только в Казахстане [17], но и в ряде других районов земного шара, где также фиксируется этап резкого усиления процессов гранитизации, имевший огромное значение для принципиального изменения интенсивности процессов магматизма Земли, так как носит планетарный характер [18]. Этот рубеж характеризует границу среднего и позднего протерозоя.

Чрезвычайно важным, по нашему мнению, является значение возраста, полученное авторами по обломочному циркону, выделенному из пород майтубинской серии, — 3270 ± 490 млн. лет. Это наиболее древние из известных в Казахстане цифр — максимальный возраст, определенный до сих пор, 2000–2500 млн. лет для пироповых оливинитов [17]. Источником этого циркона являются наиболее древние породы Казахстана, возраст которых, в частности, на основании данных цифр и определяется как архей (?) — ранний протерозой. Эти цифры фиксируют образование первых стабильных структур в докембрии Казахстана. Подобные значения возраста отмечаются и в других регионах Земли и имеют планетарное значение [18].

Поздний протерозой представлен породами баздакской и более молодой какчетавской серий. Последняя является важным стратиграфическим горизонтом, широко распространенным в Казахстане.

Породы наземной порфировой и андезито-базальтовой формаций (коксуйская и белеутинская серии) прорваны субщелочными калиевыми гранитами, гастингситовыми граносиенитами актасского комплекса, возраст которых по изохроне определен как 650 ± 30 млн. лет. Эти граниты перекрыты породами вулканогенно-терригенной формации (акбулакская серия), в которых обычна галька гранитоидов. Выше залегают образования улутауской серии вендского возраста. Возраст ее обоснован как находками органических остатков (онколиты, катаграфии), так и сопоставлением с соседними регионами [6, 17]. Однако объем вендского комплекса не определен в более узких пределах. Это позволяет нам считать, что значение возраста 650 ± 30 млн. лет характеризует вендское время вообще — наиболее вероятно, первую половину венда (возможно, даже границу рифей-венд), понимая его в том объеме, как предложено Б.С. Соколовым [16] и Б.М. Келлером [11].

Палеозойды Центрального Казахстана характеризуются широким развитием эффузивного и интрузивного магматизма. В ряде случаев выделяются вулканоплутонические ассоциации. Для магматических образований имеется значительное количество радиологических определений¹. Однако вследствие того, что для многих из них не установлено достаточно четко геологическое положение (при большом количестве радиологических определений, их хорошей сходимости и представительности отобранного материала), а для других, наоборот, при хорошо обоснованном геологическом возрасте не имеется достаточно надежных радиологических определений, только некоторые могут быть рекомендованы в качестве реперных.

Габбро-диабазы аксуйского комплекса Степнякского синклиниория и Ешкеольмесского антиклиниория прорывают кремнистые образования акдымской серии

¹ Эти данные — в многочисленных работах, в том числе и в обобщающих работах авторов настоящей статьи [3, 10].

(ϵ_{1-2}), вулканогенно-осадочные породы аксуйской серии (ϵ_{2-3}) и перекрыты терригенными толщами уштоганской серии (O_{2-3}). При четком геологическом возрасте (поздний кембрий) они пока не имеют достаточно хорошей радиологической характеристики. В пределах этих же структур выделен комплекс гранитоидов (биотит-роговообманковые кварцсодержащие диориты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые монзониты, кварцевые диориты, резкопорфировидные граниты и гранодиориты), прорывающих отложения кембрийского возраста и габброиды аксуйского комплекса и находящихся в гальке конгломератов уштоганской серии (O_{1-2}). Комплекс имеет четкое геологическое положение (поздний кембрий), но не охарактеризован радиологически.

Среднеордовикский куртукульский комплекс [2] в пределах Степнякского синклинория и Ешкеольмесского антиклинория представлен небольшими интрузивными телами и мощными дайками диабазов, габбро-диабазов и габброидов. Эти породы залегают среди осадочных толщ уштоганской серии (O_{1-2}), охарактеризованных фауной беззамковых брахиопод и наутилоидей аренигского времени, и в низах сагской серии (O_2), охарактеризованной фауной брахиопод. Они прорывают и метаморфизуют жерловые тела и вулканы сагской серии и прорваны дайками авгитроговообманковых и роговообманковых базальтовых порфиритов, связанными с вулканистами этой части разреза сагской серии. Комплекс является, таким образом, синхронным низам сагской серии. В верхах сагской серии имеется фауна брахиопод, характерных для верхов лландейло-низов раннего карадока. Таким образом, среднеордовикский возраст комплекса установлен однозначно. Средний возраст, определенный по роговой обманке из пород куртукульского комплекса, совпадает с возрастом, определенным по амфиболу из прерывающих их даек базальтовых порфиритов, и составляет 485 ± 25 млн. лет.

Близкий по составу габбро-диабазовый комплекс (жамбайсорский [2]) синхронен (Степнякский антиклинорий) с образованием вулканистов майлисурской свиты (O_{2-3}) и залегают в них, образуя вулканоплутоническую ассоциацию. Возраст майлисурской свиты определен находками в ней остатков трилобитов и кораллов; данные определения радиологического возраста отсутствуют.

Наиболее молодые отложения ордовика представлены терригенно-карбонатной маятасской свитой (O_3), охарактеризованной фауной кораллов, ортоцератид, трилобитов позднего карадока и, возможно, раннего ашгиллия. Образования маятасской свиты прорваны субвулканическими телами дацитовых порфиритов и липаритовых порфиритов, с которыми связано образование вторичных кварцитов. Средний возраст мусковитов из вторичных кварцитов 474 млн. лет [2].

Все перечисленные образования Степнякского синклинория прорваны гранитоидами крыккудукского комплекса¹. Средний возраст наиболее свежих и наименее контаминированных разностей этого комплекса 450 млн. лет. В отложениях раннего силура Селегинского синклинория присутствуют гальки гранитоидов этого комплекса. Детальному геологическому обоснованию возраста гранитоидов крыккудукского комплекса и определению их радиологического возраста в пределах северной части Сарысу-Тенизского водораздела мы посвятили специальную работу [15], а вновь полученные геологические и радиологические данные подтверждают на более широком материале наши выводы. Данные многочисленных определений радиологического возраста пород этого комплекса и его четкое геологическое положение позволяют принимать характерное для него значение 450 млн. лет в качестве опорного для позднеордовикского времени.

Интрузивы среднедевонского возраста довольно широко распространены в пределах Сарысу-Тенизского водораздела и выделяются под названием карамендинского комплекса [5, 13]. Возрастное положение их определяется тем, что они прорывают все образования акмаинской серии, в основании которой имеется флора нижнедевонского возраста [7, 12, 17]. Обломки гранитоидов

¹Поскольку гранитоиды этого комплекса многократно описаны в литературе [3], мы не приводим их характеристику.

этого комплекса установлены в толще кристаллокластических туфов, относящихся к низам жаксыгонской серии, возраст которой на основании находок остатков флоры и ихтиофауны определен как живет-франский [7, 12, 17]. Это позволяет прийти к заключению, что формирование комплекса относится к первой половине или середине среднего девона. Радиологический возраст данного комплекса 390 млн. лет. Породы этого возраста развиты также в пределах восточной части краевого вулканического пояса и в Северном Казахстане, где выделяются под названием балкашинского или карабулакского комплекса. Возрастная датировка их в двух последних регионах менее четка.

Обоснованию выделения позднедевонского комплекса и его радиологического возраста посвящены наши работы. Возраст наиболее молодых пород, прорванных гранитоидами комплекса, не изменился, а геологический интервал времени для формирования комплекса стал более узким. Если ранее мы имели данные о перекрытии гранитов комплекса позднефаменскими образованиями, то в настоящее время нами установлено, что он перекрыт и раннефаменскими осадками. Граниты этого возраста установлены на Сарысу-Тенизском водоразделе, в пределах Карагандинского синклинория и Токрауской впадины. Возраст пород комплекса - 355 млн. лет - фиксирует первую половину позднего девона.

Породы монцитит-граносиенит-гранодиоритового топарского комплекса широко развиты в пределах Токрауской впадины. Ими прорваны образования калмак-эмельской свиты (C_{1-2}), охарактеризованные флорой [4], а перекрыты они образованиями керегетасской свиты (C_2). Средний радиологический возраст гранитоидов топарского комплекса, не затронутых контаминацией, - 330 млн. лет, что позволяет принимать эту цифру опорной для среднекаменноугольного времени¹.

Отложения керегетасской свиты прорваны гранитами калдырминского комплекса, а сами граниты перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями архарлинской свиты (C_3-P_1) - возраст определен по флоре [4] и прорваны жерловыми фациями вулканов этого возраста [4]. Приведенный материал позволяет датировать время внедрения гранитов калдырминского комплекса поздним карбоном и рекомендовать среднее значение возраста этих гранитов - 300 млн. лет - в качестве реперного для позднекаменноугольного времени.

Анализ всего имеющегося материала по геологическому и радиологическому возрасту магматических образований Казахстана показывает, что геохронологические рубежи, установленные по другим регионам, не отличаются от тех, которые имеются в Казахстане. Вместе с тем перед исследователями геохронологии магматических образований Казахстана стоит задача полнее изучить те магматические образования, которые имеют хорошее палеонтологическое обоснование возраста для установления геохронологических рубежей в раннем палеозое. Исследования докембрийских образований, базирующихся в основном на сравнительно-историческом методе, необходимо теснее координировать с геохронологическими работами. Последние помогают расшифровать историю и время формирования немых докембрийских толщ, особенно тогда и там, где они выведены на дневную поверхность в виде фрагментов, и проследить их историю на значительном отрезке времени геологическими методами не представляется возможным.

Приложение

Фаунистическая и флористическая характеристика отложений для датировки реперных точек Центрального Казахстана

Уштоганская серия: *Pholidops* sp., *Craniops* aff. *tenius* Cooper., *Eliptoglossa* sp. nov., *Bröggeria salteri* (Hall) *Lingulella* sp. [2].

Сагская серия: *Hesperorthis tricenaria* Conr., *Sowerbyella* (*Viruella*) *minima* Rooms. [2].

¹ Некоторые исследователи пытаются приписывать топарским гранитоидам несколько более молодой возраст (C_{2-3}), но не приводят для этого конкретных данных о соотношениях пород комплекса с толщами, охарактеризованными органическими остатками.

Акмаинская серия: *Drepanophycus gaspianus* (Dawson) Stockmans, *D. spinalformis* Goerr., *Lidasimophyton akkermesis* Senk., *Zosterophyllum* sp., *Z. australianum* Lang et Cookson, *Dawsonites arcuatus* Halle. *Taenioocrada* sp. (Голубовский и др. Бюлл. МОИП, 1964, № 1).

Жаксыконская серия: *Barraudeina Kru Gilboaphyton goldringii* Kr. (Star.), *Lepidodendropsis kasachstanica* Senk., *Protocephalopteris praecor* (Hoëg.), *Lepidodendron theodori* (Kr.) Zal., *Knoria* sp., *Botriolepis asiatica*, *Bogdanovia orientalis* O. Obr. [1].

Фаменский ярус: *Mesoplica semisbugensis* (Nac.) *cyrtospirifer sulcifer* (H. et Cl.), *Samarotoechia turanica* Rom., *Athyrisulcifera* Nal. и др. [1].

Карадок: *Leptelloidea* cf. *multicostata* M. Bor., *L.* sp. indet., *L.* sp. nov.; *Sowerbyella* ex gr. *sericea* Sow., *S.* sp. (*S.* ex gr. *quincocostata* M. Coy?), *Dalmanellidae* indet., *Strophomenidae* indet., *Zygospira* sp., (?), *Dinorthis* sp., *Orthis* gen. et sp. indet., *Camarthoeshiidae* indet. [15].

Лландовери: *Sowerbyella undulate* (Salt), *Coelospira* cf. *concava* Hall, *Hedrograptus* cf. *rectangularis* Mc. Coy [15].

Калмакэмельская свита: *Noeggerathiopsis theodori* Tschirk. et Zal., *Angaropteridium* sp., *Phillotheca deliquescens* Copp., *Calamites* sp. [4].

Архарлинская свита: *Noeggerathiopsis* cf. *Derzavinii* Neub., *Paracalamites striatus* Schw., *Calamites gigas* Brong. [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Соболев Р.Н. Возраст гранитов Амантау и Сарыадаг (Центральный Казахстан) и их реперные значения для границы франского и фаменского ярусов верхнего девона. - В сб: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
2. Бабичев Е.А., Булыго Л.В., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклиория. - Вестник МГУ, серия геол., 1972, № 4.
3. Богданов А.А., Соболев Р.Н., Зыков С.И. и др. Формирование интрузивных комплексов Центрального Казахстана в свете радиологических данных. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 4.
4. Геология и металлогения восточной части Токрауской впадины и юго-западного Чингиза. - Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. IX. Изд-во МГУ, 1971.
5. Дорохов И.Л., Соболев Р.Н., Завражнов В.Н. Интрузивные комплексы южной части Сарысу-Тенизского поднятия. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, № 6.
6. Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. - Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. "Наука", 1968.
7. Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего-верхнего девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джеккаган-Улугауского района (Центральный Казахстан). - В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. (Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X). Изд-во МГУ, 1971.
8. Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Этапы геологического развития Казахстана в докембрии. - Вестник МГУ, серия геол., 1972, № 4.
9. Зайцев Ю.А., Зыков С.И., Краснобаев А.А., Ступникова Н.И., Троянова М.В., Филатова Л.И. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
10. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими данными. Восточный Казахстан. "Недра", 1970.
11. Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала. - Сов. геология, 1966, № 5.
12. Мазарович О.А., Веймарн А.Б., Великовская Э.М., Малиновская С.П., Пейх В., Разина Т.П. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины. - В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана (Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. X). Изд-во МГУ, 1971.
13. Соболев Р.Н. Геолого-петрографические особенности гранитоидов первого девонского комплекса Сарысу-Тенизского поднятия. - Изв. вузов, серия геология и разведка, 1961, № 3.

14. Соболев Р.Н. К геологической характеристике верхнедевонских гранитоидов восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. - Изв. вузов, серия геология и разведка, 1966, № 2.
15. Соболев Р.Н. и др. О возрасте гранитоидов северной части Сарысу-Тенизского водораздела. - В сб.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.
16. Соколов Б.С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. - Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 10. "Недра", 1964.
17. Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.
18. А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. "Недра", 1970.

О СОВМЕЩЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ФЛЮОРИТОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СКАРНОВО-КАРБОНАТНО-ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ КАЗАХСТАНА

По мере увеличения детальности геохронологических исследований минералогических формаций Казахстана все чаще обнаруживаются эндогенные месторождения с телескопированным оруденением. Полученные авторами данные позволяют отнести к такому совмещенному типу редкометалльно-флюоритовое оруденение месторождений Карагайлы-Актас (Южный Казахстан) и Солнечное (Центральный Казахстан). Оба они принадлежат к скарново-карбонатно-грейзеновой формации и по существу ограничивают круг известных ныне в регионе ее основных представителей. Тому и другому свойственна подчиненная роль ранних контактово-метасоматических образований при доминирующем развитии продуктов последующих этапов рудоотложения.

Месторождение Карагайлы-Актас располагается в пределах Сарыджас-Баянкольской структурно-формационной и металлогенической зоны, входящей в область каледонской стабилизации Северного Тянь-Шаня [13, 14], претерпевшей неоднократные процессы тектоно-магматической и тектонической активизации. Оруденение представлено главным образом двумя минеральными комплексами. В составе одного из них, наложенного на крупную дайку-апофизу лейкократовых субщелочных гранитов протяженностью в несколько километров и мощностью до 400 м, ведущую роль играют пневматолит-гидротермальные образования, относящиеся, по классификации С.С. Смирнова, к кварц-касситеритовой формации с развитием грейзенового топаз-кварцевого, полевошпат-кварцевого и кварцевого типов минерализации, несущих касситерит, вольфрамит, шеелит и др.

Особое место занимает второй минеральный комплекс, связанный с метасоматическим флюоритоносным оруденением в карбонатно-сланцевой толще Ст₂₋₃. Метасоматиты этого типа распространены на нескольких участках, развиваясь по мраморам, известнякам и доломитам с образованием слюдисто-флюоритовых, слюдисто-флюорит-турмалиновых, топаз-флюоритовых, магнезит-слюдисто-флюоритовых и других апокарбонатных грейзенов.

Образующие по карбонатным породам метасоматиты содержат топаз, корунд, диаспор, магнезит, лепидолит, циннвальдит, турмалин, флюорит (до 30%), селлаит (до 20%), брусит, иногда пренит, апатит, пирит, сфелерит, галенит и касситерит.

В отношении возраста редкометалльно-флюоритового оруденения и родственного с ним магматизма высказываются различные, иногда резко несовпадающие взгляды.

Г.Н. Шерба и другие геологи [17] датируют оруденение Карагайлы-Актаса мезозоем. Наиболее распространенным является представление о верхнепалеозойском времени его формирования. Основой для подобного мнения служит тот факт, что все известные месторождения и рудопроявления олова Киргизии, расположенные в Сарыджаской структурно-металлогенической зоне, связываются в своем происхождении с верхнекарбонными и пермскими интрузиями [8, 10].

Б.Н. Руденко и другие геологи [12], основываясь на радиологическом изучении слюд из метасоматически измененных гранитоидов Карагайлы-Актаса и находок рудной гальки в предположительно девонских конгломератах района, доказывают каледонский возраст редкометалльного оруденения.

Имеющиеся по датировке материалы, несмотря на их противоречивость, отражают попытку выяснить время образования лишь оловянно-вольфрамового рудного комплекса, наложенного на гранитоиды. До сих пор совершенно отсутствуют какие-либо геохронологические определения, касающиеся флюоритового оруденения, залегающего в единых структурах рудного поля, но пространственно обособленного от оловянно-вольфрамового и заметно отличающегося от него составом.

При изучении месторождения нами были отобраны пробы слюдисто-флюоритовых с турмалином метасоматитов из карбонатных пород различных участков объекта. Одновременно из мраморов близ устья штольни № 3 взята проба (№ 535/70) кварц-слюдяного замещающего комплекса с касситеритом. Каменный материал во всех случаях отбирали из мест, где отсутствовали следы

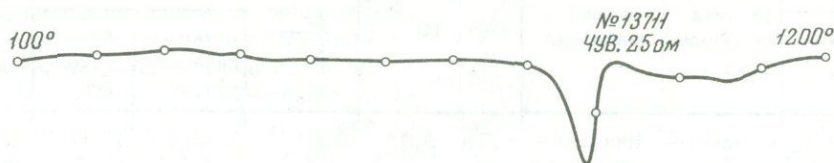


Рис. 1. Термограмма циннвальдита из слюдисто-флюорит-турмалинового метасоматита месторождения Карагайлы-Актас (обр. К-1-70)

Анализ выполнен Т.В. Хромовой в ВИМСе на пирометре Сырмятникова в диапазоне температур 100-1200° при скорости нагревания 66° в минуту и чувствительности 25 ом

последующих наложенных процессов. Проведенное исследование слюд, извлеченных из проб, показало значительное сходство их состава и кристаллохимических свойств, но в обр. № 535/70 минерал представляет собой промежуточный, а в остальных – конечный член ряда лепидолит-циннвальдит. Характерно полное совпадение термических кривых циннвальдита из всех проб слюдисто-флюоритовых руд, вследствие чего нами приводится в качестве иллюстрации лишь одна термограмма обр. К-1-70 (рис. 1). На ней ясно обозначен эндотермический пик в области 820-950° с максимумом 880°. Гораздо менее выраженный эффект того же порядка с максимумом 1050° фиксируется при температурах около 1000-1100°.

Сравнение полученных кривых с имеющимися в ВИМСа эталонными термограммами минералов подтверждает принадлежность исследованных слюд к циннвальдиту. Последние были проанализированы К-Аг методом в лаборатории ядерных и изотопных исследований ВИМСа; результаты определений сведены в табл. 1, из которой видно, что метасоматиты, развитые по карбонатным породам, относятся к двум резко различным возрастным группам. Образец 535/70, отвечающий слюдисто-кварцевому комплексу с касситеритом, датируется 427 ± 20 млн. лет, что по геохронологической шкале, принятой в СССР [1], соответствует возрасту силура. К близкому выводу пришел А.В. Степанов (1969), который, проанализировав К-Аг методом циннвальдит из кварц-слюдисто-топазового комплекса, а также слюду циннвальдит-лепидолитового ряда из слюдяной жилы, получил для них цифры, соответствующие 413 ± 10 и 418 ± 30 млн. лет (табл. 1). Эти значения хорошо сопоставимы с возрастными определениями позднеордовикско-силурийских гранитоидов района, в том числе и Баянкольского массива, находящегося вблизи месторождения [7, 17, 18].

Ко второй возрастной группе относятся все анализированные флюоритоносные метасоматиты (обр. 534/70, К-1-70, К-2-70) со значениями 274 ± 10 – 292 ± 15 млн. лет (среднее 283 ± 12 млн. лет), соответствующими границе карбона и перми. Обращает на себя внимание отсутствие среди изученных флюоритоносных метасоматитов образцов с каледонским возрастом, как отмечается у части оловоносных руд.

Устойчивость выделенных геохронологических групп, отсутствие переходных между ними значений и близость возрастных определений внутри этих групп с учетом геологических данных позволяют сделать вывод о телескопированном характере месторождения Карагайлы-Актас, сформировавшемся в результате совмещения в одних и тех же долгоживущих и благоприятных структурах оруденения среднекаледонского и позднегерцинского металлогенических циклов. Первый сопровождался выделением высокотемпературных, преимущественно оловорудных типов минерализации, связанных, по-видимому, с магматической деятельностью, давшей "баянкольские" гранитоиды. На интенсивное проявление связанных с ними постмагматических процессов указывают, например, автомета-

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста рудных метасоматитов месторождения Карагайлы-Актас

| п/п | Номер образца | Характеристика образцов | Анализируемый материал | K, % | Ar ⁴⁰ рад. · 10 ⁻⁵ , см ³ /г | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | Возраст | | Авторы коллекций |
|-----|---------------|---|---------------------------------------|------|---|--------------------------|---------------------------|-------------------|------------------------------|
| | | | | | | | радиологический, млн, лет | геологический | |
| 1 | 534/70 | Слюдисто-флюорит-турмалиновый метасоматит | Циннвальдит | 8,30 | 9,94 | 0,0176 | 292±15 | C ₃ -P | А.И.Пантелеев, А.В.Коплус |
| 2 | K-1-70 | То же | " | 8,03 | 9,08 | 0,0170 | 283±10 | C ₃ -P | Они же |
| 3 | K-2-70 | " | " | 7,88 | 8,79 | 0,0164 | 274±10 | C ₃ -P | " |
| 4 | 535/70 | Слюдисто-кварцевый с касситеритом метасоматит | Слюда лепидолит-циннвальдитового ряда | 5,54 | 9,70 | 0,0257 | 427±20 | S | " |
| 5 | 1 | Слюдисто-кварцопазовый с касситеритом метасоматит | Циннвальдит | - | - | - | 413±10 | S | А.В.Степанов |
| 6 | 2 | Слюдяная жила с касситеритом | Циннвальдитлепидолит | - | - | - | 418±30 | S | Он же |

Анализы № 1-4 выполнялись под руководством А.И. Пантелеева в ВИМС; № 5-6 - в КазИМС.

соматическое преобразование этих гранитоидов, их значительная площадная грейзенизация и находки рудной гальки в предположительно девонских конгломератах.

И все же, вероятно, среднекаледонское оруденение Карагайлы-Актас носило более ограниченный характер, чем проявившееся спустя десятки миллионов лет позднегерцинское. Наряду с частью олово-вольфрамовой к нему почти целиком относится редкометалло-флюоритовая минерализация, роль которой обычно всегда усиливается в завершающие эпохи металлогенического развития рудных провинций. Формирование оруденения позднегерцинской эпохи хорошо увязывается с магматической деятельностью соответствующего времени, приведшей к формированию субщелочных гранитов, ранее относимых разными исследователями к карбону, перми и даже мезозою. Полученные цифры летосчисления редкометалло-флюоритовых метасоматитов позволяют уточнить возраст родственных с ними гранитов, в частности оруденелой дайки месторождения Карагайлы-Актас, и считать его отвечающим границе между C₃ и P₁. Вероятно, аналогичный возраст имеют и другие проявления флюоритового оруденения, залегающие среди отложений герцинского структурного этажа и в древних гранитоидах зоны каледонид Баянкольского района (Иринбай Северный и Южный и т.д.). Сам факт хорошей их сохранности в высоко поднятых и глубоко эродированных блоках раннепалеозойских пород свидетельствует об относительно молодом характере флюоритовой минерализации. Высказанное представление о телескопированном характере месторождения Карагайлы-Актас и неоднократном проявлении на нем минералообразования позволяет гармонично увязать между собой

ранее несовместимые представления о возрасте оруденения и родоначального магматизма.

Месторождение Солнечное является крупным источником плавикового шпата при важной роли вольфрамового и молибденового оруденения. Оно располагается в Приатасуйском синклинии Бетпадала-Чуилюйской каледонской складчатой системы, претерпевшей тектоно-магматическую активизацию с формированием разломных нарушений, гранитоидных интрузий и развитием наложенных грабенообразных мульд, выполненных верхнедевонскими и нижнекаменноугольными отложениями. В одной из них - пришовной Караобинской мульде II порядка, породы которой смяты в удлиненную асимметричную складку северо-западного простирания, находится месторождение Солнечное, приуроченное к области северо-восточного центриклинального замыкания структуры. Оруденение контролируется региональной Шалгия-Караобинской зоной разломов и локализуется среди кристаллических известняков фанена в экзоконтакте Караобинского массива субщелочных гранитов акчатауского комплекса, вблизи одноименного редкометального (вольфрам-олово-висмут-молибденового) месторождения грейзеново-жильной формации. Длительная история формирования зоны разломов определила ее значение в качестве структуры, обуславливающей пространственное размещение разновозрастных интрузий и ассоциирующего с ним оруденения, в том числе и фтороносного метасоматического скарново-карбонатно-грейзенового. Благоприятное сочетание литологического, структурного и магматического факторов создало условия для неоднократного протекания на Солнечном процессов минералообразования с совмещением их продуктов в пределах единых структур. Г.Ю. Коломенский [6] устанавливает следующую последовательность формирования рудных тел на месторождении: скарны с гранат-пироксеновой и, далее, гра-

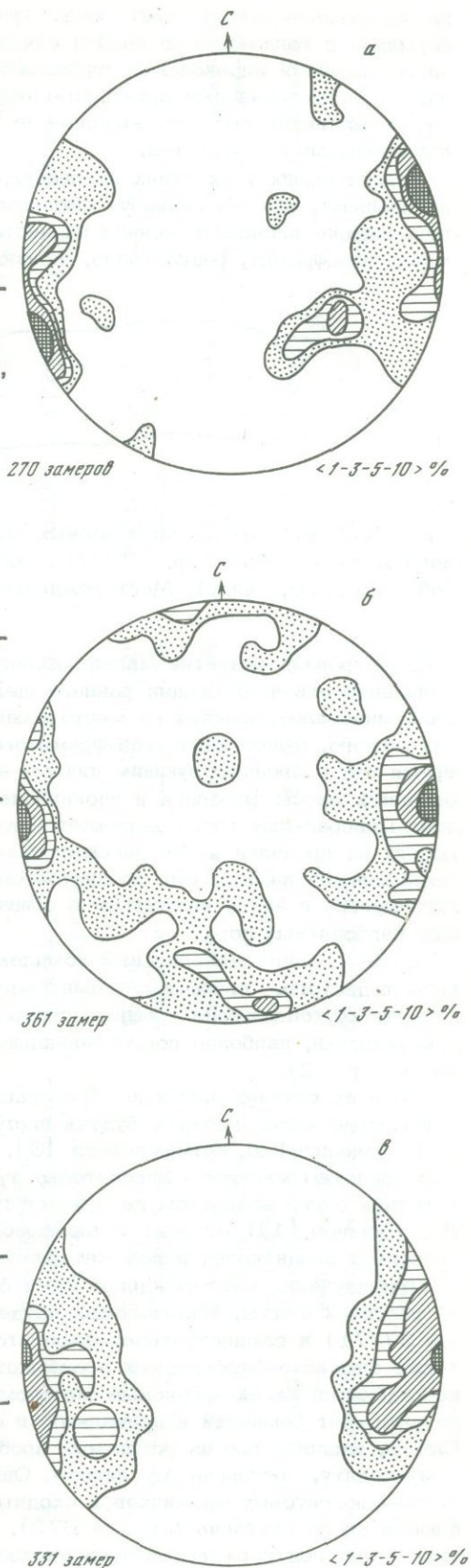


Рис. 2. Диаграмма ориентировки трещин, выполненных прожилками и жилами слюдисто-флюоритового (а), кварц-вольфрамитового (б) и кварц-молибденитового (в) составов

нат-прироксен-магнетитовой зонами → флюоритоносные матесоматиты грейзеновой формации с топаз-флюоритовой и слюдисто-флюоритовой фациями, связанными закономерными переходами: стронцианитовые тела в виде гнезд и прожилков в известняках → топазовые прожилки → слюдисто-флюоритовые и мусковитовые прожилки → магнетитовые тела → кварцевые жилы и прожилки с вольфрамитовым и молибденитовым оруденением.

Итоги наших трехлетних исследований оруденения месторождения Солнечного показывают, что образованию слюдисто-флюоритовых и мусковитовых прожилков, широко распространенных на месторождении и несущих сульфиды железа и меди, вольфрамит, редко топаз, диаспор и другие минералы, непосредственно

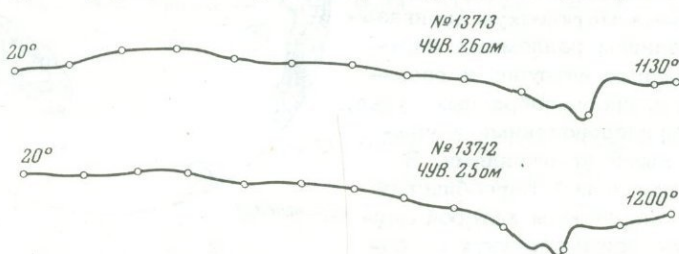


Рис. 3. Термограммы литиеносных мусковитов из слюдисто-топаз-флюоритового метасоматита (обр. 673/70, сверху) и слюдисто-флюоритового прожилка (обр. 211/70, снизу). Месторождение Солнечное (остальное - см. рис. 1)

предшествовало развитие мелких жилков и гнезд, сложенных микроклином. Их появление отвечает стадии раннего щелочного метасомоза, открывшей новый цикл минералоотложения на месторождении. С ним связано формирование редкометального, существенно вольфрамитового и молибденового оруденения, в то время как с предшествующим циклом - грейзенообразование и формирование основной массы флюорита в апокарбонатных метасоматитах. Разновременность этих минеральных типов выражается и в структурно-морфологических особенностях их проявления. Не рассматривая скарновые тела, отметим, что для промышленно важных руд слюдисто-топаз-флюоритового состава характерна группировка в зоны, вытянутые в общем субсогласно с напластованием вмещающих карбонатных пород.

Более поздний минеральный комплекс, включающий прожилки и жилы флюорит-слюдистого, кварц-вольфрамитового и кварц-молибденитового составов, выполяет кругопадающие трещины северо-западной и особенно меридиональной ориентировки, наиболее подготовленные в этап редкометального минералообразования (рис. 2).

Во всех случаях жильные образования отчетливо пересекают по падению флюоритоносные метасоматиты, будучи иногда субпараллельными с ними в плане.

По мнению Г.Ю. Коломенского [6], месторождение Солнечное связано с Караобинским массивом аляскитовых гранитов акчатауского комплекса и в соответствии с его возрастом датируется позднегерцинским или пермским временем. Л.С. Пузанов [11] относит топаз-флюоритовое оруденение месторождения Солнечного к позднекаледонской металлогенической эпохе.

При изучении месторождения нами были отобраны с его поверхности, а также из расщелин шахты, вскрывающих оруденение на глубине, пробы микроклинового (№ 27/71) и слюдисто-топаз-флюоритового (№ 673/70) метасоматитов, а также слюдисто-флюоритовых прожилков (№ 211/70, 212/70 и 674/70) для исследований калий-аргоновым методом. Диагностика микроклина из обр. 27/71 не вызывает сомнений в правильности определения минерала и его "свежести". Слюды, извлеченные из остальных проб, в результате изучения были отнесены к мусковиту, обогащенному литием. Они оказались идентичными у всех слюдисто-флюоритовых прожилков и сходными с мусковитом из слюдисто-топаз-флюоритового грейзена (обр. № 673). Последнее так же, как и общая диагностика слюд, подтверждается приводимыми термограммами (рис. 3). В обоих

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста метасоматитов месторождения Солнечного

| Номер | | Характеристика образца | Анализируемый материал | K, % | Ar ⁴⁰ рад. · 10 ⁻⁵ см ³ /г | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | Возраст | | Автор коллекции |
|-------|---------|---|------------------------------|-------|---|--------------------------|---------------------------|------------------|---------------------------------|
| п/п | образца | | | | | | радиологический, млн. лет | геологический | |
| 1 | 673/70 | Слюдисто-топаз-флюоритовые руды | Мусковит | 6,26 | 6,16 | 0,0144 | 243±10 | P ₂ | А.В. Коплус |
| 2 | H-2 | Флюорит-мусковитовый прожилок | " | 6,12 | 7,26 | 0,0172 | 286±11 | P ₁ | Н.П. Заболотная, А.И. Пантелеев |
| 3 | H-1 | Кварц-сидерофиллитовый прожилок | Сидерофиллит | 7,88 | 8,00 | 0,0140 | 250±10 | P ₂ | А.И. Пантелеев |
| 4 | 211/70 | Слюдисто-флюоритовый прожилок | Мусковит | 8,09 | 5,66 | 0,0103 | 178±8 | J ₁₋₂ | А.В. Коплус |
| 5 | 674/70 | Слюдисто-флюоритовый метасоматит | Мусковит, обогащенный литием | 8,±2 | 5,70 | 0,0100 | 172±8 | J ₁₋₂ | Он же |
| 6 | 212/70 | То же | То же | 8,30 | 5,69 | 0,0100 | 173±7 | J ₁₋₂ | " |
| 7 | 27/71 | Калиевый метасоматит по известнякам | Микроклин | 12,82 | 6,86 | 0,0090 | 155±5 | J ₂ | " |
| 8 | E-5 | Флюорит-мусковитовый прожилок в известняках | Мусковит | 8,22 | 4,96 | 0,0089 | 153±6 | J ₂ | Н.П. Заболотная, А.И. Пантелеев |
| 9 | K-2098 | Флюорит-мусковитовый прожилок | " | 8,05 | 6,42 | 0,0117 | 199±8 | T-J | Е.П. Шпанов |
| 10 | K-2097 | Кварц-вольфрамит-сидерофиллитовая жила | Сидерофиллит | 6,54 | 4,42 | 0,0100 | 172±7 | J ₁₋₂ | Он же |

случаях на термограммах в области температур 1000–1100° фиксируется сложный эндотермический эффект, свойственный литиеносному мусковиту, а кривые самих термограмм являются принципиально одинаковыми.

Возрастные определения сведены в табл. 2. Слюдисто-топаз-флюоритовые метасоматиты, согласно пробе № 673/70, характеризуются возрастом 243 ± 25 млн. лет, что соответствует верхней перми. Все пробы слюдисто-флюоритовых прожилков дали близкие цифры 178 ± 8 , 172 ± 8 и 173 ± 8 млн. лет, отечающие границе между нижней и средней юрой. Несколько меньшее значение получено для калиевого метасоматита, формирование которого непосредственно предшествует развитию слюдисто-флюоритовых прожилков, – 155 ± 5 млн. лет. Однако и эта цифра не выходит за пределы средней юры.

Табл. 2 отражает также более ранние анализы минеральных образований месторождения Солнечного, выполненные в единой лаборатории одним и тем же методом, что свидетельствует о сопоставимости приведенных в ней значений.

Согласно данным табл. 2, на месторождении выделяется оруденение, относящееся к пермскому и ниже-среднеюрскому времени, причем киммерийскими являются кварц-вольфрамитовые жилы и флюорит-мусковитовые прожилки в известняках. Правда, в двух случаях прожилки аналогичного состава датируются 268 ± 11 и 250 ± 10 млн. лет, что, вероятно, может указывать на незначительное проявление подобной минерализации и в связи с формированием слюдисто-флюоритовой фации грейзенов пермского времени.

Изложенный материал свидетельствует о том, что месторождение Солнечное сформировалось в две эпохи – позднегерцинскую и киммерийскую. В течение первой имело место скарнирование и развитие процессов грейзенизации, сопровождавшихся выделением промышленного количества флюорита. Киммерийская эпоха выразилась в появлении преимущественно вольфрамового и молибденового оруденения, совместившегося в структурах месторождения с более ранним.

Геохимическая близость руд пермского и киммерийского этапов позволяет предполагать, что родственные с ними интрузивные породы соответствующих циклов так же, как и в районе месторождения Карагайлы-Актас, характеризовались близкой специализацией и, возможно, представляли продукты единого длительно живущего магматического очага в корневой части Шалгия-Караобинской зоны глубинных разломов.

На проявление в Центральном Казахстане магматической деятельности, датируемой 204 ± 197 млн. лет, указывает С.В. Ефремова [3], обобщившая наряду со своими данными также значения возрастных определений гранитоидов Бетпакадалы и Северного Прибалхашья у ряда других авторов. А.К. Гокоев еще в 1949 г. отметил, что все "пермские" гранитные массивы относятся к типу повторных или многократных глубинных образований [2].

Факт установления киммерийской магматической деятельности, сопровождающейся в Центральном Казахстане редкометалльным оруденением, позволяет по-новому подойти к оценке перспектив территории на вольфрам, молибден и другие ассоциирующие с ними полезные ископаемые.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков А.И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
2. Гокоев А.Г. К сравнительной характеристике некоторых "пермских" интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). – Изв. АН Каз.ССР, серия геол., 1949, № 70, вып. 11.
3. Ефремова С.В. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. "Наука", 1970.
4. Иванов А.И. Магматизм и метаморфизм. Общая сводка. – В кн.: Геология СССР, т. 40, Южный Казахстан, кн. 2. "Недра", 1971.
5. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. Под ред. Н.Н. Великой и Н.И. Полевой. М., 1970.

6. Коломенский Г.Ю. Месторождение плавикового шпата Солнечное в Центральном Казахстане. - В сб.: Химическое и природное сырье Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1968.
7. Мониц В.К., Старов В.И., Иванов А.И. Интрузивные комплексы Северного Казахстана (Тезисы докладов 1-го Казахстанского петрографического совещания). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965.
8. Павловский А.Б., Малышев В.И., Пантелеев А.И., Маршукова Н.К. К вопросу о возрасте гранитоидов Сарьджаского рудного района в Восточной Киргизии и связанного с ними оловянного оруденения. - В сб.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969.
9. Пантелеев А.И. Абсолютный возраст интрузивных пород и редкометалльных образований Караобинского рудного поля (Центральный Казахстан). Тезисы докладов конференции молодых ученых. М., 1969.
10. Попов М.Г. Некоторые особенности локализации свинцово-цинковой и оловянной минерализации в Тянь-Шане и смежных районах. - Изв. АН КазССР, серия геол., 1971, № 4.
11. Пузанов Л.С. Геологические основы поисков месторождений плавикового шпата. Автореф. докт. дисс. М., ВИМС, 1972.
12. Руденко Б.Н., Иванов А.И., Гуляев А.П., Рахман В.Б. Тезисы докладов к V Всес. металлогеническому совещанию. Фрунзе, "Илим", 1968.
13. Чабдаров Н.И., Севостьянов В.Г., Михайлов Н.П. и др. Магматизм и метаморфизм. Заилийский район. - В кн.: Геология СССР, т. 40, Южный Казахстан, кн. 2. "Недра", 1971.
14. Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. - В сб.: Складчатые области Евразии. "Наука", 1964.
15. Шлыгин А.Е. Казахстанско-Тяньшанская область каледонской консолидации. - В кн.: Геология СССР, т. 40, Южный Казахстан, кн. 2. "Недра", 1971.
16. Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
17. Щерба Г.Н., Ершов Б.В., Иванов А.И. О возможном мезозойском возрасте Хоргосского интрузивного комплекса в Джунгарском Алатау. - В сб.: Материалы по геологии некоторых эндогенных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.
18. Щерба Г.Н., Сенчило Н.П., Кудряшов А.В., Ершов Б.В. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, "Наука", 1968.

ОПЫТ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛА И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ НА ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Взаимосвязанное сочетание изотопно-геохронологического и формационного изучения магматических и метаморфических образований позволяет: 1) датировать конкретные формации; 2) расчленять пространственно совмещенные однотипные, но асинхронные формации, которые иногда принимаются за одну конкретную формацию; 3) коррелировать пространственно разобщенные однотипные и разнотипные формации; 4) использовать синхронность интрузивных и эффузивных магматитов для выделения вулканоплутонических формаций; 5) выделять метаморфогенные формации и коррелировать их с магматогенными; 6) более обоснованно определять принадлежность к той или иной формации конкретных магматических и метаморфических комплексов; 7) проводить сравнительную качественную характеристику однотипных, но разновозрастных формаций и их серий (наборов), что необходимо для освещения особенностей геотектонических режимов различных геосторических подразделений и для освещения направленности петрогенезиса и пр.

Особое значение геохронологический подход к формационному расчленению эндогенных образований приобретает при изучении тех их составляющих, возраст которых другими методами не устанавливается или устанавливается приближенно и с трудом. В первую очередь это касается метаморфогенных (в том числе ультраметаморфических и метасоматических) пород, поскольку само применение к ним формационного анализа дискуссионно.

При выделении формаций, как подчеркивает Ю.Ир. Половинкина [12], необходимо учитывать, создается ли новое вещество. Принимая это положение, продукты изохимического метаморфизма можно называть соответствующими парали или ортометаформациями. Однако и при региональном метаморфизме, а особенно при ультраметаморфизме новое вещество с одновременным выносом "старого" создается в больших масштабах [32], что и определяет правомерность применения формационного анализа к метаморфогенным образованиям. Радиологическое изучение вкуче с геологопетрологическим позволяет определить не только возрастной интервал и последовательность становления метаморфогенных формаций, но и их историко-тектоническую позицию, что обеспечивает возможность формационного расчленения фундаментов платформ и "комплексов основания" складчатых областей. Последнее принято и Формационной комиссией Петрографического комитета [45].

В дальнейшем изложении в качестве руководящих в отношении принципов выделения магматогенных и метаморфогенных формаций, терминологии, номенклатуры, систематики и тектонической позиции формаций и их наборов приняты работы Г.Д. Афанасьева, В.А. Глебовичского, Н.Л. Добрецова, Т.Н. Ивановой, Ю.А. Кузнецова, Е.М. Лазько, А.А. Маракужева, Э.Б. Наливкиной, Ю.Ир. Половинкиной, Е.К. Устиева, Д.С. Харкевича, Н.П. Хераскова, Б.Я. Хоревой, К.А. Шуркина и ряда других исследователей [1, 11, 13, 16, 18, 19, 22-24, 26, 29, 31, 34, 45, 49, 52 и пр.].

При разработке геохронологических схем эндогенных формаций, развитых в Уральском регионе и в сопредельной части Восточно-Европейской платформы, использованы результаты радиологических исследований десяти возрастных лабораторий (около 2200 датировок), а также региональные работы петрологического и формационного направлений [10, 12, 14, 15, 17, 19, 21, 22, 25, 27-30, 32-44, 46-48, 50, 51]. Особое значение для развития этих направлений имеют сводки по геологии СССР [8-10] и Карта магматических формаций СССР [23].

Состояние формационной изученности эндогенных образований интересующего нас региона в общих чертах может быть охарактеризовано следующим образом.

1. Сосуществующие подходы к выделению конкретных магматических формаций в докембрии и фанерозе Урала сводятся к двум основным направлениям — петрогенетическому и историко-тектоническому. Первое представлено главным образом работами Д.С. Штейнберга и группы сотрудников ИГТ УНЦ [3, 9, 11, 17, 19, 27, 28, 30, 38, 46, 50, 51]; второе — в основном работами В.М. Сергиевского, Е.А. Мазиной, Ю.Е. МолдавANCEVA, Н.А. Румянцевой, Ю.Д. Смирнова и других геологов ВСЕГЕИ [9, 11, 22, 27, 28 и др.]. Сочетание обоих подходов наиболее полно отражено в последней формационной схеме докембрия и фанерозоя Урала, разработанной И.Д. Соболевым [39]; однако в этой схеме тектоно-магматическая периодичность и наборы формаций нередко не согласуются между собой, а некоторые формации представлены в укрупненном виде (скорее формационные семейства, чем конкретные формации).

2. Для докембрия восточной части Русской плиты опубликованы лишь первые подходы к формационному расчленению пород кристаллического фундамента [13].

3. К числу наиболее дискуссионных вопросов формационного изучения эндогенных образований Урала относятся: 1) применение формационного анализа к метаморфогенным образованиям (для названного региона схемы метаморфогенных формаций отсутствуют); 2) номенклатура конкретных формаций, а для ряда формаций и их петрогенетический тип (например, формация гранитов рапакиви); 3) геотектоническая позиция некоторых видов формаций (что связано с противоречивым пониманием цикличности и этапности тектонического развития региона); 4) возраст дунит-гарцбургитовой формации и кратность ее проявления; 5) формационная принадлежность ряда магматических комплексов и их номенклатура и пр.

При выделении и корреляции эндогенных формаций докембрия и нерозоя Уральского региона и сопредельной части Русской плиты на изотопно-геохронологической основе для датированных конкретных формаций учитывался наряду с петрографической, петрохимической, петрогенетической, парагенетической и геотектонической характеристиками в качестве обязательного критерия самостоятельности соответствующих формаций также и временной интервал их становления. При этом оказалось, что некоторые интрузивные формации и многие магматические комплексы, выделенные ранее, представляют собой полиформационные и полихронные образования.

В связи с ограниченностью объема данной работы обобщенные датировки конкретных формаций и их приуроченность к определенным тектоно-магматическим циклам и мезоциклам даются в схематическом виде (табл. 1-3). Для эффузивных формаций составление геохронологической схемы затруднено тем, что калий-аргоновое датирование метаморфизованных вулканитов отражает в большинстве случаев возраст наложенных изменений, а не исходных пород; датировок же по другим методам для однозначных выводов о возрасте ряда формаций недостаточно. По этой причине в табл. 2 в некоторых случаях геохронологические датировки заменены геологическими.

Ко всем трем геохронологическим схемам могут быть сделаны следующие замечания.

1. В большей части схемы интрузивных формаций (табл. 1) использована номенклатура формаций по Д.С. Харкевичу и др. [22] с дополнениями и изменениями, касающимися генетических типов формаций, выделения формаций малых интрузий, расчленения габбро-перидотитовой формации на две самостоятельные (дунит-гарцбургитовую и дунит-пироксенит-габбровую) и объединения некоторых формаций. Кроме того, добавлены (или учтены) названия ряда формаций, выделяемых на Урале другими исследователями [8, 9, 15, 19, 27, 28, 30, 33, 37-39, 44, 46-48, 50, 51]. Формации щелочных пород приведены в табл. 1 по Н.В. Свяжину и В.Я. Левину [28]. Перечислены основные дополнения и изменения, а также комплексы неясной или дискуссионной формационной принадлежности.

Таблица 1

Предварительная геохронологическая схема главных интрузивных формаций Урала, Тимана и восточной части Русской плиты

| Но- мер п/п | Петрогенетические типы, формации, субформации | Ранне-среднепротерозойский магацикл | | Рифейский магацикл | | | | Вендомско-фанерозойский магацикл | | |
|--|--|--|---|----------------------------------|-----------------------------------|---|--|----------------------------------|-----------------|---|
| | | | | Мезоциклы | | | | Тектоно-магматические циклы | | |
| | | раннепротерозойский (Pt ₁) | среднепротерозойский (Pt ₂) | раннерифейский (R ₁) | среднерифейский (R ₂) | I поздне-рифейский (R ₃ ¹) | II поздне-рифейский (R ₃ ²) | байкальский (B) | каледонский (C) | герцинский (H) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| <i>Ультрабазитовый</i> | | | | | | | | | | |
| 1 | Дунит-гарцбургитовая | - | - | - | - | - | - | < 680 и > 660 | - | - |
| <i>Базальтоидный</i> | | | | | | | | | | |
| 2 | Перидотит-пироксенитовая | + | - | | | | | | 0 | D ₂ |
| 3 | Дунит-пироксенит-габбровая | > 2060 | - | | | | | 600-570 | 440-430 | |
| 4 | Габбро-норитовая | ~ 2050 | - | | | | | 560-520 | 450 | D ₃ , C ₁ |
| 5 | Габбро-диорит-диабазовая | + | - | | | | | 620-580 | | |
| 6 | Габбро-плагиогранитовая | ~ 2000 | - | | | | | | ~ 380 | |
| 7 | Габбро-норит-плагиогранитовая | 2200-2150 | - | - | - | - | - | - | 450-430 | - |
| 8 | Плагиогранитовая | | - | | | | | | | ~ 370 |
| 9 | Габбро-диорит-гранодиоритовая | | | | | | | | | D ₂ -C ₁ ^{t₁} |
| | (Габбро-норит-диорит-гранодиоритовая) | > 1900 | | | | | | | 460-440 | 340-305 |
| 10 | Габбро-гранитовая | | | | | | | 655-620 | 480-450 | + |
| 11 | Формация гранитов рапакиви | - | - | 1430-1360 | | | | | | |
| 12 | Габбро-граносиенит-гранитовая | | | | | | | | 390-380 | 340-280 |
| 13 | Габбро-монзонит-гранитовая | | | | | | | 515-500 | | |
| | Габбро-сиенитовая | | | | | | | | 480-450 | |
| | | | | | | | | | 460-400 | + |
| | | | | | | | | | 390-370 | |
| 14 | Формация малых интрузий основного и щелочного состава | | | | | | | + | + | 280-270 |
| 15 | Трапсовая | ~ 1900 | 1650-1600 | | 1350 | 1100 | 760 | 680 | - | - |
| 16 | Габброиды и ультрабазиты базальтового типа неясной формационной принадлежности | + | | | + | | 800 | 575-520 | + | + |
| <i>Сиалический</i> | | | | | | | | | | |
| 17 | Диорит-плагиогранитовая | | 1640 | | | | | | 395-370 | 345-310 |
| 18 | Диорит-гранодиоритовая | | | | | | | | ~ 380 | |
| 19 | Гранит-гранодиоритовая (гранодиорит-гранитовая) | 2100-2000 | | | | | | 580-520 | 430-410 | ~ 250 |
| 20 | Гранитовая | ~ 2270 | + | | | | 820-730 | 600-550 | 380-370 | 320-290 |
| 21 | Субформация гранит-лейкогранитовая | 1950-1920 | + | | | | | + | | 265 |
| 22 | Субформация аляскитовая | | | | | | | | | 320-290 |
| | | | | | | | | | | 280-270 |
| 23 | Субформация миаскитовая | - | - | - | - | - | - | - | - | 310-260 |
| 24 | Гранит-липаритовая (вулканоплутоническая) | - | - | | | | | > 445 | | + |
| 25 | Формация анатектических и метасоматических гранитов (мигматит-гранитовая) | | 1870-1700 | | 1390-1370 | - | | + | | 330-290 |
| 26 | Формация щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов | | | | 1370 | | ~ 750 | 600-580 | | |
| 27 | Формация малых интрузий кислого и щелочного состава | | 1650-1600 | | | | | + | 395-370 | 240-230 |
| | | | | | | | | | | 270-250 |
| | | | | | | | | | | 315-290 |
| 28 | Гранитоиды сиалического типа неясной формационной принадлежности | + | + | | + | | | + | + | 280-250 |
| <i>Щелочно-ультрабазитовый и щелочно-базальтоидный</i> | | | | | | | | | | |
| 29 | Щелочно-ультраосновная | | | | | | | 545-535 | | |
| 30 | Формация щелочных габброидов и лампрофиров | | | | | | | 545-515 | | |
| | | | | | | | | 512 | | |

В табл. 1-3: 1) цифровые значения показывают возраст пород или минералов (в млн. лет); знаками + или - отмечено присутствие или отсутствие соответствующей формации; пустые места означают, что присутствие или отсутствие не установлено; 2) в зависимости от количества и характера геолого-геохронологических данных показан или возрастной интервал тех или иных формаций, или их приблизительная датировка (~), или возраст наложенной минерализации (>); 3) номенклатура формаций, приведенная в табл. 1-2, основана на работах авторов [23, 24, 47, 10, 27-29, 52, 53, 15, 16, 49, 50, 20, 29, 48, 34]; 4) дунит-гарцбургитовая формация рассматривается в соответствии с работами С.В. Москалевой [39] как аналог гипербазитовой формации Ю.А. Кузнецова [24], перидотитовой Д.С. Штейнберга [10] и габбро-перидотитовой Д.С. Харкевича и др. [23].

Таблица 2

Предварительная геохронологическая схема главнейших вулканогенных формаций Урала и сопредельных территорий

| Но- мер п/п | Формация | Рифейский мегацикл | | | | Вендомско-фанерозойский мегацикл | | | |
|-------------------|---|---|---|--|---|---|--|--|---|
| | | Мезоциклы | | | | Тектоно-магматические циклы | | | |
| | | ранне- рифейский (R ₁) | средне- рифейский (R ₂) | I поздне- рифейский (R ₃ ²) | II поздне- рифейский (R ₃ ²) | байкальский (В) | каледонский (С) | герцинский (Н) | мезозойский (М) |
| 1 | Спилит-диабазовая | ~1550 (навьшен- ская сви- та) >1370 (пуйвин- ская свита) | | | | V ₁ (низы маньин- ской свиты, беда- мельская, кокпель- ская свиты) | O ₁ (куагачская, бу- латская свиты) O ₁₋₂ (тельпосская и хьдейская свиты) O ₂ (низы бардымской свиты) S ₁ (херсонская, бет- ринская, сакмарская, поляковская свиты) S ₁ (блявинская свита) | D ₂ ¹ (низы кара- мальташской свиты) D ₃ - C ₁ | - |
| 2 | Кератофир-спилит- диабазовая | - | - | - | - | ~620 | | | - |
| 3 | Формация диабазо- вых и пикритовых порфиритов | - | - | - | - | - | 490-440 | Висячин- ская ф. | - |
| 4 | Андезит-базаль- товая | - | - | - | - | - | S ₁ (верхи бардымской свиты) D ₁ (ирендыкская свита) | D ₂ (улутауская свита) D ₃ ¹ (колтубан- ская свита), C ₁ (валерианов- ская свита) | - |
| 5 | Дацил-андезито- базальтовая | - | - | - | - | - | S ₂ (баймак-буриба- евская свита) | D ₂ ² | - |
| 6 | Базальт-трахилипа- ритовая | - | - | - | - | - | S ₂ -D ₁ (туринская свита) | D ₃ 325-(C ₁ -бере- зовская и кизиль- ская свиты) | - |
| 7 | Формация андезит- дацитовых и липа- ритовых порфиров | - | - | - | - | - | - | D ₂ | - |
| 8 | Липарит-базальто- вая (диабазов и липаритовых порфи- ров, липаритовых порфиров-базальто- вых порфиритов) | - | ~1335 (ма- шакская свита) | - | - | >555 (саблегор- ская свита) > 598 (верхняя часть маньинской свиты) | O ₁₋₂ | 240 (Р-кушмурун- ский к.) | 230-205 (T ₁ -туринская серия) |
| 9 | Андезитовая (анде- зитовых порфиров и порфиритов) | - | - | - | 765 | Лалчавожский к. | - | 360,375 | - |
| 10 | Трахиандезитовая | - | - | - | - | + | - | - | - |
| 11 | Липаритовая | - | - | - | - | 530-500 (квар- кушский к.) 565 (нязепетров- ский к.) 590-560 (верхи маньинской свиты) 600-500 (мал- динский к.) 680-600 (сред- няя часть) мань- инской свиты) | 460 (пайпудынский к.) 490-440 | - | - |
| 12 | Базальтовая (толеи- товая) | >1370 (пуйвин- ская, шо- куринская свиты) | - | - | - | - | S-D (лемвинский к.) | - | - |
| 13 | Трахибазальтовая (базальт-трахитовая) | - | - | - | - | - | + | - | - |
| 14 | Трахиандезит-базаль- товая | - | - | - | - | 515-500 (лорцем- пейский к.) | 500-460 | - | - |
| 15 | Формация ультраос- новных и основных щелочных базаль- тоидов | - | - | - | - | V ₂ (ашинская, дво- рецкая, верхняя бавинская свита), 680 | O (сивьягинский к.) | - | - |
| 16 | Трашговая | - | - | - | - | - | D ₂ | Печорский к. | - |
| 17 | Метабазиты и вул- каны неясной форм- ационной принад- лежности | >1370 (пуйвин- ская и шо- куринская свиты) | + | - | - | 600-585 (манараг- ский к.) | - | - | - |

Примечание. Возрастное распространение вулканоплутонической гранит-липаритовой формации показано в табл.1.

Таблица 3

Предварительная геохронологическая схема главнейших метаморфогенных

| | | Формации, субформации | Мегациклы | | |
|--|---|---|--|------------|------------|
| | | | Pt ₁₋₂ | | |
| | | | Pt ₁ | | |
| | | 1 | 2 | | |
| Регионально-развитые регионально-метаморфические сиалитические | Кварцитовые | Субформация слюдяных кварцитов | | + | |
| | | Субформация углистых и графитистых кварцитов | | - | |
| | | Субформация железисто-кремнистая (джеспилитовая и др.) | | > 2200 | |
| | Филлитовые | Субформация слюдяно (альбито)-хлорито-сланцевая | | - | |
| | | Кристаллостанцевые | Субформация гранат-(кордиерит)-силлиманитовых сланцев | | - |
| | | Субформация кварц-биотитовых сланцев | | > 2200 | |
| | Регионально-развитые ультраметабазитовые и метасоматические фемические сиалитические | Гнейсовые | Субформация биотитовых плагиогнейсов | | 2000-1900 |
| | | | Субформация глиноземистых гнейсов (с гранатом, кордиеритом, силлиманитом) | | 2540, 1950 |
| | | Зеленокаменная | Эпидот-актинолит-сланцевая | | - |
| | | | Амфиболитовая | | 2250, 2050 |
| Формация пироксеновых и двупироксеновых кристаллосланцев и плагиогнейсов | | | | > 2200 | |
| Мигматитовые | | Формация метасоматических гранитов и кремнивокалиевых метасоматитов | | - | |
| | | Субформация гранито-гнейсов (гнейсо-гранитов) | | 2050 | |
| | | Субформация микроклинизированных пород | | | |
| ультраметабазитовые и метасоматические фемические | | Чарнокитовая (мигматит-чарнокитовая) | Формация амфиболовых, биотит-амфиболовых и плагиоамфиболовых метасоматитов | | ~ 2000 |
| | | | Формация оливин-пироксеновых и пироксеновых метасоматитов | | |
| | Субформация гранит-мигматитовая (мигматит-гранитовая) | | | 2200 | |
| | Субформация гнейсо-мигматитовая | | | 2000, 2200 | |
| | Субформация гранодиорит-плагиогранит-мигматитовая | | | | |

Примечание. Номенклатура метаморфогенных формаций Урала предлагается в качестве первого варианта. В ее основу положены работы В.А.Глебовицкого [14, 35], Н.Л.Добрецова [17], Г.А.Кейльмана [28, 29, 35], Е.М.Лазько и других геологов [25], В.И.Ленных [26], А.А.Маракушева [32],

формаций Урала и восточной части Русской плиты

| Мегациклы | | Тектоно-магматические циклы | | |
|-------------------|-------------------------|-----------------------------|--------------------|-------------------|
| Pt ₁₋₂ | | байкальский (B) | каледонский (C) | герцинский (H) |
| Pt ₂ | Pt ₃ (R) | | | |
| 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1700 | + | + | - | - |
| 1700 | + | 590-530 | ~380 | - |
| | + | + | - | - |
| - | + | - | - | - |
| + | + | 550-500 | 450-370 | 330-250 |
| 1890 | + | 560-525 | 450-370 | 330-250 |
| + | | | | |
| 1800 | - | | 350 | - |
| 1930-1650 | - | | 415-370 | |
| 1750 | - | - | - | - |
| 1850±50 | - | - | - | - |
| + | + | 550-520 | 450-370 | 310-290 |
| - | - | | + | |
| 1700-1800 | - | 595-545 | 450-370 | 310-300 |
| - | - | + | + | - |
| 1800-1700 | 1380, 1100-1000 | | | |
| 1750-1800 | 1480-1300, 1100-1050 | 600-550 | - | 300-270 |
| 1800-1625 | 1380,~1010 | + | | + |
| + | | | | |
| 1800-1700 | - | 630 | - | 330-290 |
| 1800-1750 | | 630 | - | 300-270 |
| 1800-1750 | - | - | - | - |
| 1800-1750 | - | - | - | - |
| + | ~1300,~1100 | 570-520 | + | |
| | | ~650(?) | + | - |

Л.М.Минкина [10], В.М.Нечеухина, В.А.Маркса, В.А.Прокина [40], Н.Г.Удовкиной [46], М.В.Фишмана и других геологов [50], К.А.Шуркина, Ф.П.Митрофанова [54] и др.

Таблица 3 (окончание)

| | | 1 | 2 |
|---|---|--|----------------|
| Зонально и локально развитые метаморфические и метасоматические | сопровождающие зоны глыбинных разломов | Кианит (андалузит, дистен)-силиманит-сланцевая субформация | |
| | | Кордиерит-гнейсово-сланцевая субформация | |
| | | Амфиболитовая субформация | |
| | | Эклогит-глаукофан-сланцевая | |
| | | Субформация лавсонит-глаукоцит-сланцевая | - |
| | приконтакты-послеинтрузивные автотометасоматические | Субформация жадеит-глаукофан-сланцевая | - |
| | | Субформация эклогит-глаукофановая | |
| | | Эклогитовая | 2500, 2300 (э) |
| | | Формация инъекционных гнейсов | 2130 |
| | | Роговиковая, скарновая | - |
| гидротермально-метасоматические | Амфиболитовая | | |
| | Грейзеновая | - | |
| | Формация калишпатизированных пород | + | |
| | Формация альбитизированных пород | - | |
| | Серпентинитовая | - | |
| | Кварц-слюдяная | | |
| | Кварц-хлоритовая | | |
| | Березитовая | - | |
| | Лиственитовая | - | |
| | Карбонатно-тальковая | - | |

2. Группировка интрузивных формаций по петрогенетическим типам (графа 1) приведена по Д.С.Штейнбергу [9, 27-29, 50, 51]. Вопрос о составе "первичных" магм для формаций, принадлежащих к различным типам, представляется еще окончательно не разрешенным. Так, например, при характеристике различий между гранитоидами Тагило-Магнитогорского погружения (базальтоидный тип) и Восточно-Уральского поднятия (сиалический тип) необходимо учитывать, что первые на современном эрозийном срезе развиты как малые по объему гипабиссальные тела, внедрявшиеся в мощные толщи вулканитов преимущественно основного состава; вторые же представляют собой глубоко эродированные плутоны, приуроченные к структурно-формационной зоне, испытавшей ту или иную степень консолидации в орогенный этап байкальского и каледонского тектоно-магматических циклов.

3. Среди перечисленных в табл. 1 формаций не все являются самостоятельными в равной степени. Возможно, что должно быть увеличено число субформаций. В первую очередь это касается некоторых формаций среднего и кислого состава, которые могут быть объединены в семейство гранитоидов.

4. Радиологически лучше всего выделяются интрузивные базальтоидные и сиалические формации. Для ультрабазитовых либо имеются данные по верхней возрастной границе, либо их возраст берется в "вилку" между заведомо более древними и более молодыми образованиями. Для формации ультрабазитового типа использовано название "дунит-гарцбургитовая", что соответствует гипербазитовой по Ю.А. Кузнецову [23]. Ее самостоятельность и резкие различия между ней и дунит-пироксенит-габбровой формацией базальтоидного типа доказаны многочисленными работами и подтверждены радиологически.

Весьма характерная формация гранитов рапакиви отнесена к базальтоидному типу в соответствии с представлениями Ю.А. Кузнецова [23] и Д.С.Штейнберга [9].

5. Для эффузивных и вулканогенно-осадочных формаций, как указывалось, в большей мере использованы геологические, а не изотопные возрастные дан-

| 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|-----------|-----------|-------------|---------------------------------|---------------------|
| | | + | + | ~300 |
| | 1550-1300 | 545-510 | + | + |
| | - | | > 435 (>420) | - |
| - | - | | + | - |
| | | > 650, >615 | > 435 | - |
| | - | | | - |
| + | - | ~ 550 | 370-360 | 330-245 |
| - | - | + | 390-375 | 290-300 |
| | | + | + | |
| | - | 550-520 | 370-350 | 280-250 |
| 1800-1700 | | + | | 280-250 |
| - | ~ 1000 | ~ 550 | 430-370 | 300, 260 |
| - | - | + | + | |
| | 800 | 550-525 | 480-455, 430-410, 380-370 | 320-290, 270-250 |
| | + | + | 460-430 | + |
| | | | | 270-250 |
| | | | 370-350 | + |
| | | + | 400 | |

ные в связи с их низкой радиологической компетентностью (влияние перекристаллизации базиса, наложенная пропилизация и др.). Изотопные датировки, соответствующие геологическому возрасту, для эффузивных формаций получены в основном по кайнотипным породам. К таковым относятся платформенные триасовая липарит-базальтовая и базальтовая формации, некоторые представители миогеосинклиальной (машакская) липарит-базальтовой формации и позднебайкальской (кембрийской) липаритовой формации. Кроме того, пригодные для радиологического датирования эффузивы различной формационной принадлежности сохранились в отдельных участках эвгеосинклиальной области Урала там, где каледонский или герцинский структурные этажи располагаются на блоках слабо переработанного основания, сформированного в течение предыдущих этапов консолидации. Для большей конкретности в табл. 2 указаны названия свит.

6. Для выделения конкретных регионально-метаморфических, ультраметаморфических [52] и метасоматических формаций изотопно-геохронологические критерии имеют первостепенное значение, так как фациальные факторы стирают многие особенности состава и габитуса формаций этого класса. Нередко радиологические данные являются единственной основой для различения продуктов фациально близкого, но разновозрастного метаморфизма. При формационном расчленении метаморфогенных образований на первый план по сравнению с парагенезисом выдвигается парагенезис [45], поскольку при гетерогенности формаций этого класса не сопроисхождение, а именно сонахождение и особенности взаимоотношения тех или иных петрографических членов метаморфогенной формации определяют возможность ее индивидуализации.

Построение схемы метаморфогенных формаций (табл. 3) потребовало использования материалов и ряда положений, содержащихся в работах Н.Л. Добрецова, В.А. Глебовицкого, Г.А. Кейльмана, Е.М. Лазько и др., Г.А. Лапинской и др., В.И. Ленных, В.А. Маркса, Л.М. Минкина, В.М. Нечухина, В.А. Прокина, Н.Г. Удовкиной, Б.Я. Хоревой и других исследователей [2-13, 16, 17, 24, 25, 27-30, 33, 34, 37, 38, 42, 44, 48].

7. Основой для выделения метаморфогенных формаций служили следующие главные критерии: а) специфическое сочетание состава исходных пород (субстрата) и продуктов его преобразования; б) генетический тип метаморфизирующих процессов и фация метаморфизма; в) время проявления метаморфизма, определившего современный облик соответствующего паракатезиса пород; г) историко-геологическая и структурно-тектоническая позиции соответствующих метаморфогенных образований.

8. По преобладающему составу метаморфогенные породы разделены на фемические и сиалические. Среди генетических типов метаморфизирующих процессов, кроме ультраметаморфизма и выделенных Л.М. Минкиным [9] пяти "собирательных" типов (регионального, контактового, гидротермально-метасоматического, автометаморфизма и регионального динамотермального) метаморфизма, для Урала, вернее для рассекающих его зон глубинных разломов, характерен еще более "собирательный" тип преобразования первичных пород, соединяющий в себе метаморфизм высоких стрессовых давлений и полихронный метасоматизм фемического и щелочного (натриевого) ряда. Он выделен в числе других типов зонально и локально развитых метаморфических и метасоматических продуктов: приконтактовых, послейнтрузивных автометасоматических и гидротермально-метасоматических. Андалузит-силлиманит-, дистен- и кордиеритсодержащие метаморфиты развиваются, кроме зон линейных субмеридиональных структурных швов, также и в кольцевых зонах, обрамляющих гнейсовые (гранито-гнейсовые) ядра куполовидных структур типа Салдинской, Красногвардейской и других [34]. Среди ультраметаморфогенных и метасоматических формаций показаны и такие, которые имеют локальное распространение и тоже связаны в основном с прилинеamentными зонами. Это продукты метасоматической габброизации, наложенные на ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации [37]. Возможно, что их следовало бы отнести тоже к подразделению "приразломных" метасоматических формаций.

9. Зеленокаменная формация в рубрике регионально-метаморфических формаций фигурирует условно, так как она является не просто регионально-метаморфической, а тоже в какой-то мере "собирательной", поскольку в ее образовании принимали участие и поствулканические, и сининтрузивные, и постинтрузивные (связанные с габброидами) процессы.

10. Слабо метасоматически преобразованные (например, фельдшпатизированные) паракатезисы пород включены в число метасоматических формаций условно, для того чтобы не усложнять схему и не выделять формации с учетом степени измененности исходного вещества. Подобные образования в большинстве следует относить к метаформациям.

11. Несмотря на отмеченные и другие условности или неопределенности, которые имеют место в прилагаемой схеме метаморфогенных формаций (чем наряду со слабой формационной изученностью метаморфических образований и определяется ее предварительность), она позволяет сравнивать между собой по характеру формаций и их наборов различные геосторические подразделения и выявлять специфику каждого из них в отношении преобладающих типов метаморфических процессов и совокупности формаций.

12. Предварительность предлагаемых формационно-геохронологических схем (табл. 1-3) определяется и тем, что они представляют собой первый опыт подобного рода и, несомненно, нуждаются в уточнении, детализации и конкретизации, в частности в указании для каждой формации и субформации конкретных комплексов, наименованных по месту их выделения или наиболее характерного развития. Последнее является одной из задач дальнейших исследований.

Сопоставление приведенных геохронологических схем эндогенных формаций изучаемого региона позволяет прийти к следующим положениям.

1. При выделении конкретных эндогенных формаций, кроме генезиса, парагенезиса, паракатезиса и петрогенетического типа, первостепенное значение имеет близость времени становления соответствующих геологических тел, что объективнее всего определяется изотопно-геохронологическими методами. Для метаморфогенных формаций - это время проявления породопреобразующих процессов.

2. Изотопно-геохронологическими данными подтверждено одно из важных положений "эндогенной" геологии о субсинхронности орогенного сиалического магматизма и регионального метаморфизма, а также ультраметаморфизма того же типа. Метаморфизм (метасоматизм) фемического типа обычно субсинхронен базальтоидному магматизму прединверсионной, инверсионной или начальноорогенной стадии. В зонах глубинных разломов он, как и сиалический, проявляется полихронно, отражая многократные изменения термодинамических условий.

3. Различные геосторические подразделения (ранне-среднепротерозойский, рифейский и вендомско-фанерозойский мегациклы и входящие в них мезоциклы и тектоно-магматические циклы) имеют совершенно различную количественную формационную характеристику, на чем и основано в совокупности с другими данными их выделение.

4. Специфические для геосинклинальных тектоно-магматических циклов вендомско-фанерозойского мегацикла наборы эндогенных формаций не устанавливаются для более древних геосторических подразделений. Рифейский мегацикл отличается отсутствием большинства эндогенных формаций, известных в более древнем и более молодом мегациклах, при полном отсутствии формаций эвгеосинклинального типа и вообще последовательных наборов магматических формаций. Наоборот, первый тектоно-магматический цикл вендомско-фанерозойского мегацикла обладает наиболее полным и последовательным набором эндогенных формаций, причем среди магматогенных формаций широко представлены как геосинклинальные (эвгеосинклинальные), так и орогенные и постконсолидационные. В каледонском цикле полнее и шире развиты формации геосинклинальной и инверсионной стадий, а в герцинском — инверсионной, орогенной и постконсолидационной стадий. Орогенные и постконсолидационные формации каледонского цикла и геосинклинальные формации герцинского цикла приурочены к определенным, пространственно ограниченным структурным зонам. Для обоих циклов, а также для довендомских мезоциклов не характерно развитие лунит-гарцбургитовой формации. Последняя проявилась лишь при заложении первой в истории Уральской складчатой системы эвгеосинклинальной зоны в начале вендомия (в интервале 680-660 млн. лет).

5. Устанавливается синхронное (или субсинхронное) развитие в различных структурно-формационных зонах некоторых гранитоидных формаций базальтоидного и сиалического типов (например, герцинских габбро-гранитовой и гранитовой формаций). Это позволяет предположить, что различия в формационных типах связаны не столько с составом "первичных" магм, сколько с различиями в петрохимической, структурной и фациальной обстановке становления соответствующих формаций.

6. Отмечается некоторое сходство в развитии сиалических регионально-метаморфических и ультраметабазитных формаций между среднепротерозойским мезоциклом, байкальским (вендомско-кембрийским) и герцинским циклами, хотя конкретные формации качественно и в смысле широты распространения значительно разнятся. Именно для названных подразделений характерно интенсивное проявление процессов консолидации.

7. Особенности 92 эндогенных формаций, выделенных на изотопно-геохронологической основе, и закономерности их пространственно-временного развития (табл. 1-3) позволяют приблизиться к познанию типов геотектонических режимов, существовавших в интервале 2600-200 млн. лет на изучаемой территории. Для раннего протерозоя можно предположить протогоэосинклинальный режим, для среднего протерозоя — платформенный, для рифея — миоэосинклинальный (в пределах Урало-Тимано-Мугоджарской области), для вендомия и палеозоя — трехциклический геосинклинальный режим с направленным развитием, а для раннего мезозоя — начало формирования эпигерцинской платформы.

Таким образом, возможность расчленять по возрасту пространственно совмещенные и коррелировать пространственно разобщенные магматогенные и метаморфогенные комплексы позволяет использовать изотопно-геохронологические методы в совокупности с геолого-петрологическими для общего и регионально-формационного анализа. При этом положительно решается дискуссионный

вопрос о применимости формационного анализа к метаморфогенным образованиям, облегчаются выделение и сравнение формационных наборов (серий), характеризующих разновозрастные геосторические подразделения, а следовательно, и обоснование границ между ними, освещаются вопросы длительности становления формаций и субформаций и др.

Установление разновозрастности конкретных магматических формаций, принадлежащих к одному и тому же петрогенетическому типу, способствует выявлению их геохимической и металлогенической специализации и выяснению общей направленности петрогенезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Великов Б.П., Борсук А.М., Гоньшакова В.И., Симон А.К. Вклад геологической петрологии в решение общегеологических проблем. — Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. Петрология. "Наука", 1972.
2. Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во Башк. ФАН СССР, 1972.
3. Вопросы петрологии гранитоидов Урала. — Труды ИГГ, вып. 93. Свердловск, Изд. УНЦ АН СССР, 1972.
4. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. Л., "Наука", 1973.
5. Гаррис М.А. Доюрская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования). — Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6 и 13а. "Наука", 1968.
6. Гаррис М.А., Постников Д.В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. — Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука", 1970.
7. Гаррис М.А., Постников Д.В. Геохронологические рубежи позднего докембрия. Там же.
8. Геология СССР, т. IX. "Недра", 1968.
9. Геология СССР, т. XII. "Недра", 1969.
10. Геология СССР, т. XIII. "Недра", 1964.
11. Геологические формации. Л., ОНТИ, ВСЕГЕИ, 1968.
12. Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. — Тезисы II Петрогр. сов. по Европейск. части СССР. Воронеж, 1972.
13. Глебовский В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973.
14. Голдин Б.А., Фишман М.В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., "Наука", 1967.
15. Голдин Б.Н., Пучков В.Н. Магматические формации и структура байкалит Приполярного Урала. — Геотектоника, 1970, № 6.
16. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм. — Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. "Недра", 1972.
17. Ежегодник ИГГ им. А.Н. Заварицкого УНЦ за 1969 и 1970 гг. Свердловск, 1970, 1971.
18. Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. "Недра", 1970.
19. Знаменский Н.Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. — Труды ИГ УФАН СССР, вып. 71. Свердловск, 1966.
20. Иванова Т.Н., Унксов В.А. Формации гранитоидов в различных типах структурно-формационных зон подвижных поясов СССР (закономерности геосторического и пространственного размещения). — Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. Петрология. "Наука", 1972.
21. Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и п-ова Канин. "Наука", 1964.
22. Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 и "Краткая объяснительная записка". Л., ВСЕГЕИ, 1971.
23. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
24. Лазько Е.М., Кирилук В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия. — Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1. Л., "Наука", 1972.
25. Ленных В.И. Путеводитель Уралтауской экскурсии. Уфа, Изд-во Башк. ФАН СССР, 1968.

26. Магматические формации. "Наука", 1964.
27. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. - Труды I УПС, т. I-III. Свердловск, 1963.
28. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. - Труды II УПС, т. I-VI. Свердловск, 1968-1971.
29. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. - Труды IV ВПС, ч. I, II. М., 1972.
30. Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, Изд-во Башк.ФАН СССР, 1973.
31. Маракушев А.А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. "Наука", 1965.
32. Мальков Б.А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. - Докл. АН СССР, 1966, 170, № 3.
33. Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкнигоиздат, 1972.
34. Метаморфические пояса СССР. "Наука", 1971.
35. Миловский А.В., Кнорре К.Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным К-Аг метода. - Вестник МГУ, серия геол., 1965, № 5.
36. Миркина С.Л., Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А. Определение абсолютного возраста шёлочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. - Геохимия, 1962, № 8.
37. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. "Наука", 1967.
38. Палеовулканизм Урала. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1968.
39. Соболев И.Д. Основные черты и проблемы геологического строения Урала. - В кн. Рудная база Урала. "Наука", 1972.
40. Ступникова Н.И., Зыков С.И., Минеев Д.А. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода. - Геохимия, 1962, № 7.
41. Ступникова Н.И., Зыков С.И., Миловский А.В., Бурмин Ю.А., Зверев В.Л. О возрасте метаморфических и метасоматических пород Мугоджар. - Вестник МГУ, серия геол., 1964, № 5.
42. Труды Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР. VI-XV сессии. Изд-во АН СССР, 1960 - "Наука", 1970.
43. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. Геохронология уральского докембрия. - Геохимия, 1970, № 4.
44. Удовкина Н.Г. Эклэгиты Полярного Урала (на примере южной части хребта Марун-Кей). "Наука", 1971.
45. Устиев Е.К. Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
46. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск. Изд-во УФАН СССР, 1966.
47. Фишман М.В., Голдин Б.А. Доордовикские гранитоиды центральной части Приполярного Урала (гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс). - Труды ИГ Коми фил. АН СССР, 1965, № 5.
48. Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. - Труды Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, 1969, вып. 13.
49. Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды. "Наука", 1967.
50. Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала. (Материалы по геол. и полезным ископ. Урала, вып. 8.) Госгеолтехиздат, 1961.
51. Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Типы магматических ассоциаций как показатели глубинного строения отдельных зон Урала. - В кн.: Глубинное строение Урала. "Наука", 1968.
52. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. - В кн. Проблемы связи тектоники и магматизма. "Наука", 1969.

ВОЗРАСТ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДАМИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА (по данным калий-аргонового метода)

Геохронологическое изучение гранитоидов восточного склона Южного Урала, которое проводится в лаборатории изотопной геологии Башкирского филиала АН СССР на протяжении ряда лет, показало, что калий-аргоновым методом возможно датирование и некоторых рудных формаций, связанных с гранитоидами.

Рудоносные гранитоиды восточного склона Южного Урала развиты в субпараллельных зонах Магнитогорского погружения, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. По геологическим и изотопно-геохронологическим данным (K-Ar, γ -свинцовый Rb-Sr методы), эти гранитоиды имеют позднепалеозойский (в основном карбоновый) возраст и принадлежат к орогенному этапу герцинского тектоно-магматического цикла.

Контактово-метасоматические месторождения Магнитогорского района, как показано работами А.Н. Заварицкого [4], Е.И. Каменской [5], Л.Н. Овчинникова [12], В.В. Потапьева [14], Г.Б. Ферштатера [15] и других исследователей, генетически связаны с гранитоидами габбро-граносиенит-гранитной формации, с так называемым магнитогорским комплексом.

Возраст гранитоидов этого комплекса по определениям калий-аргоновым методом, выполненным в лабораториях Института геологии Башк.ФАН СССР, Института геологии и геохимии УНЦ и Уральского геологического управления [10, 13], лежит в пределах 360-300 млн. лет. Среднее из 15 определений составляет 330 млн. лет.

Дайки и небольшие интрузивные тела граносиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров в пределах Магнитогорского рудного района образуют завершающий позднемагматический комплекс. Особенно широко гранитоиды этого комплекса развиты в пределах Московского массива, где граносиенит-порфиры образуют меридиональную дайковую зону и где отчетливо фиксируется ее послерудный возраст [4, 15]. Возраст граносиенит-порфиров позднеинтрузивного жильного комплекса Московского массива по трем определениям составляет 290 млн. лет.

Таким образом, время формирования магнетитового оруденения попадает в "вилку" между временем образования гранитоидов основной интрузивной фазы и позднеинтрузивного жильного комплекса, т.е. в промежуток 330-290 млн. лет.

Кроме того, о возрасте оруденения может свидетельствовать возраст контактовых роговиков, среди которых метасоматические существенно калиевые роговики тесно связаны со скарнами и оруденением. Генетические связи между процессами калиевого метасоматоза, последующим скарнированием и магнетитовым оруденением установила Е.И. Каменская [5].

Значение возраста метасоматического калиевого роговика (K=1,70%) из скв. 810 Магнитогорского массива - 298 млн. лет. Оно, по-видимому, отражает и возраст контактово-метасоматического оруденения, связанного с гранитоидами магнитогорского комплекса.

С гранодиорит (плаггиогранит)-кварц-диоритовыми массивами тоналит-гранодиоритовой формации Восточно-Уральского и Зауральского поднятий (Челябинский, Пластовский, Айдырлинский, Джетыгаринский и другие массивы) генетически связано золотое оруденение.

В Кочкарском месторождении золото-арсенопиритное оруденение приурочено к Пластовскому массиву плаггиогранитов. Распространение оруденения совпадает с контурами развития своеобразных метаморфизованных жильных пород - "табашек", с которыми пространственно ассоциируют золото-мышьяковые рудные

Соотношение гранитоидных и рудных формаций

| Но- мер п/п | Гранитоид- ные фор- мации | Массивы | Возраст, млн.лет | Рудные формации | Возраст, млн.лет |
|-------------------|---|--|---------------------|---|---------------------|
| 1. | Габбро-грано- сиенит-гра- нитная, сред- не-поздне- герцинская | Магнитогорский, Мосовский, Куй- басовский и др. | 360-300 | Рудоносных скар- нов (железо- магнетитовая) | 300 |
| 2. | Тоналит-гра- нодиоритовая, средне-позд- негерцинская | Челябинский, Пластовский, Айдырлинский, Джетыгарин- ский и др. | 340-300 | Кварц-золото- арсенопирито- вая | 320 |
| 3. | Гранитная, позднегер- цинская | Нижне-Ушкати- нский, Суундук- ский и др. | 310-290 | Редкометаль- ных пегма- титов | 300-290 |
| | | Тик-Бутакский (Котансинский), Шилово-Конев- ский и др. | 310-290 | Редкометаль- ных грейзе- нов | 270-250 |
| 4. | Малых гра- нитных инт- рузий, позд- негерцинская | Кумакская дайка гранит-порфи- ров, лейкократовые граниты Суун- дукского массива и др. | 260-240 | Золото-вольф- рамовая | 260-240 |

жили. Все изучавшие район исследователи придают этой связи и генетический характер [2, 3, 6, 11, 16].

Абсолютный возраст гранитоидов Пластовского массива лежит в интервале 350-320 млн.лет, а возраст биотита из "табашек" по двум определениям составляет 320 млн.лет. В таких же пределах лежит возраст и других гранодиорит (плагиогранит)-кварц-диоритовых массивов, с которыми генетически связаны золоторудные месторождения и рудопроявления (Челябинский, Айдырлинский, Джетыгаринский). Например, возраст околорудного слюдяного сланца из Айдырлинского золоторудного месторождения - 315 млн.лет [12].

С крупными интрузиями микроклиновых гранитов позднегерцинской гранитной формации связаны редкометальные пегматиты. Отмечается преимущественная концентрация редкометальных пегматитов и грейзенов в местах сопряжения тектонически ослабленных зон с экзо- и эндоконтактовыми участками кровли крупных массивов микроклиновых гранитов. Калий-аргоновый возраст последних лежит в пределах 320-280 млн. лет. Возраст же Нижне-Ушкатицкого и Тик-Бутакского массивов составляет 300-290 млн. лет [1, 10].

Редкометальное оруденение грейзенового типа находится в более сложных соотношениях с позднегерцинскими микроклиновыми гранитоидами. Его верхняя возрастная граница без данных радиологического датирования оставалась неизвестной. Редкометальное оруденение этого типа формировалось в условиях высокотемпературного послемагматического метасоматоза и пространственно связано с метасоматическими образованиями. Геохронологическими данными подтверждается, что эта связь является и генетической. Возраст связанных с

позднегерцинскими гранитоидами редкометальных месторождений несколько более молодой, чем возраст гранитоидов. Редкометальные рудопоявления, связанные с грейзенами Тик-Бутакского, Ушкатинского, Шилово-Коневских массивов, имеют возраст 270–250 млн. лет.

С формацией малых интрузий лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, фельзит-порфиров, плагиогранит-порфиров связано золото-вольфрамовое оруденение (кумакская дайка гранит-порфиров, дайки лейкократовых гранитов Суундукского массива и др.) (см. таблицу).

Значения возраста, характеризующие золотое оруденение, лежат в тех же возрастных пределах, что и значение возраста самих гранитов, т.е. 260–240 млн. лет (гранит-порфиры Кумакской дайки – 260–240 млн. лет, околорудный серицит Кумакского месторождения – 259 млн. лет).

Таким образом, устанавливается определенная последовательность формирования магматических и рудных образований, которая иллюстрируется прилагаемой схемой. Общая длительность развития герцинского гранитоидного магматизма и связанного с ним оруденения составляет около 90 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаррис М.А. Главнейшие возрастные комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. – Труды I Уральск. петрогр. сов. Свердловск, 1963.
2. Бородаевский Н.И. Измененные жильные породы Кочкарского рудного поля ("табашки"). – Там же.
3. Бородаевский Н.И., Негуляева Е.Г., Федотов А.П. и др. Новые данные о жильных породах и табашках Кочкарского рудного поля в связи с вопросами их генезиса и классификации. – Труды II Уральск. петрогр. сов., т. IV. Свердловск, 1969.
4. Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. – Труды Геолкома, новая серия, 1922–1927, вып. 122.
5. Каменская Е.И. О возможном участии ороговикованных диабазов и гибридных диоритов в образовании магнетитовых руд на горе Малый Куйбас. – Геол. рудн. месторожд., 1960, № 3.
6. Куплетский Б.М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. – Труды ГИНА, вып. 83. Петрогр. серия. М., 1947.
7. Лозовая Л.С. Геохронология редкометального и золотого оруденения на Южном Урале (Восточно-Уральское поднятие). – Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала, ч. II. Уфа, Изд-во Башк.ФАН СССР, 1969.
8. Лозовая Л.С. О возрасте интрузивных образований Магнитогорского рудного района по данным калий-аргонового возраста. – В сб.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. Уфа, Изд-во Башк.ФАН, 1970.
9. Лозовая Л.С., Гаррис М.А., Гревцова А.П. Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале. – В кн.: Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во Башк.ФАН СССР, 1972.
10. Лозовая Л.С., Попов Ю.П. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. – В сб. Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. "Наука", 1966.
11. Львов Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Л., Изд-во ЛГУ, 1965.
12. Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. – Труды ГТИ УФАН СССР, 1960, вып. 39.
13. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. – Труды II Уральск. петрогр. сов., т. I. Свердловск, 1969.
14. Потапьев В.В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисковых работ на железные руды. – Информ. бюлл. Уральск. геол. упр., 1958, № 1 (7).
5. Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1966.
Чупилин И.И. К вопросу о генезисе золото-мышьяковых месторождений Кочкарской системы. – Проблемы сов. геол., 1937, № 1.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА СУБСТРАТА СЫСЕРТСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Проблема. Гнейсово-мигматитовые комплексы Урала, в число которых входит и Сысертско-Ильменогорский, представляют своеобразную геологическую формацию, обладающую рядом характерных признаков, которые отличают ее от аналогичных формаций кристаллических щитов [1].

В строении Сысертско-Ильменогорского антиклинория (размеры 200×40 км²) принимают участие Ильменогорский (на юге) и Вишневогорский (на севере) комплексы метаморфических и интрузивных пород со специфическими телами миаскитов, пегматитов и метасоматитов. Основные проблемы строения и истории формирования этих комплексов детально освещены в специальных работах [2-4], что освобождает нас от необходимости на них останавливаться подробно. Мы лишь вкратце коснемся сути проблем, связанных с возрастом и природой, залегающих в основании стратиграфических разрезов гнейсовых толщ. По вопросу их происхождения в пределах Восточно-Уральского поднятия вообще и Сысертско-Ильменогорского в частности существует две точки зрения. В соответствии с первой гнейсы представляют выступы (блоки, ядра) докембрийских пород кристаллического основания Уральской геосинклинали, выделенные в ее структуре под названиями антиклинориев или поднятий. Сторонники второй точки зрения рассматривают гнейсовые толщи как производные регионального метаморфизма и гранитизации различных по возрасту и составу пород палеозоя. Естественно, что установление природы субстрата гнейсов немыслимо без определения возраста его метаморфического преобразования. Достоверно установлено, что возраст регионального метаморфизма предшествовал завершающим этапам гранитизации, образованию гранитоидов и щелочному магматизму. Однако временная его привязка остается спорной. На основании имеющихся геологических и геохронологических исследований возраст регионального метаморфизма определяется как верхнедевонский [2] или послесреднедевонский [5]; известно также, что гранитизация и мигматизация накладываются на регионально метаморфизованные породы амфиболитовой фации метаморфизма.

Рассмотренного достаточно, чтобы оценить проблему возрастного расчленения субстрата и его метаморфического преобразования в пределах Сысертско-Ильменогорского гнейсово-мигматитового комплекса.

Породы, геохимия. Отбор проб горных пород для дробления и извлечения циркона предусматривал: 1) поиски минимально измененных пород субстрата и 2) оценку влияния гранитизации и фенитизации, связанной с интрузиями миаскитового расплава. В Ильменских горах опробована селяннинская толща, в Вишневых - вишневогорская свита, которые являются стратиграфическими аналогами и залегают в основании разрезов.

Для всех проб цирконов (> 30 шт.) определен возраст α -Pb методом. Гнейсы и мигматиты селяннинской толщи содержат циркон с возрастом от 290 до 1370 млн. лет; для цирконов вишневогорской свиты (из гнейсов, мигматитов, фенитов) получены значения от 460 до 1840 млн. лет. Ранее максимальные значения для Ильменских гор интерпретировались как возраст регионального метаморфизма с предположением о более древнем возрасте субстрата [6]; как будет показано ниже, лишь значение 1840 млн. лет может быть интерпретировано подобным образом.

В табл. 1-2 и на рис. 1-5 приведены данные, которые мы используем для решения поставленной задачи.

Процесс преобразования субстрата при гранитизации включает последовательность: плагиогнейсы - мигматиты - гранито-гнейсы - граниты. Цирконы в необходимом для анализа количестве были получены лишь из ее промежуточных членов. Обр. № 1-3 - это биотит-амфиболовые мигматиты, которые

Таблица 1

Особенности состава пород и цирконов Сысертско-Ильменогорского антиклинория

| Но- мер об- разца | Порода | Содержание в породе, % | | | | Содержание в цирконе, % | | |
|-------------------------|------------------------------------|------------------------|-------------------|------------------|----------------------|-------------------------|--------|--------|
| | | SiO ₂ | Na ₂ O | K ₂ O | Zr · 10 ³ | Pb | U | Th |
| | <i>Ильменские горы</i> | | | | | | | |
| 1 | Биотит-амфиболовый мигматит | 68,60 | 2,74 | 3,86 | 35 | 0,0040 | 0,021 | 0,0139 |
| 2 | То же | 69,78 | 3,27 | 4,49 | 62 | 0,0077 | 0,040 | 0,0200 |
| 3 | " | 66,22 | 3,05 | 3,75 | 68 | 0,0043 | 0,023 | 0,0125 |
| 4 | Биотитовый мигматит | 69,54 | 3,30 | 4,84 | 63 | 0,0035 | 0,030 | 0,0142 |
| 5 | То же | 68,10 | 3,51 | 4,61 | 40 | 0,0018 | 0,011 | 0,0072 |
| 6 | Лейкократовый двуслюдяной мигматит | 71,46 | 3,72 | 4,95 | 35 | 0,0042 | 0,064 | 0,0290 |
| | <i>Вишневые горы</i> | | | | | | | |
| 7 | Биотитовый мигматит | 68,48 | 3,47 | 4,64 | 46 | 0,0080 | 0,055 | - |
| 8 | Биотит-амфиболовый мигматит | 65,33 | 3,12 | 4,21 | 42 | 0,0058 | 0,026 | - |
| 9 | Гнейс мелкозернистый | 61,14 | 4,11 | 3,02 | 13 | 0,0100 | 0,042 | - |
| 10 | Гнейс фенитизированный | 64,76 | 4,34 | 3,80 | 25 | 0,0063 | 0,0280 | - |
| 11 | Пироксеновый фенит | 63,36 | 4,96 | 5,15 | 27 | 0,0060 | 0,0315 | - |
| 12 | Миаскит | 55,66 | 5,51 | 7,49 | 70 | 0,001 | 0,011 | - |

Таблица 2

Возраст цирконов Сысертско-Ильменогорского антиклинория

| Номер образ- ца | Изотопный состав Pb | | | | Возраст, млн.лет | | | | α-Pb метод | | |
|-----------------------|---------------------|--------|--------|-------|-----------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------|-------------------------------|--------------------------|---------------------|
| | 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$ | $\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$ | $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th}$ | $\frac{\alpha \cdot мл}{час}$ | $Pb \cdot 10^6$ $г/г$ | Возраст, млн.лет |
| 1 | 0,060 | 73,280 | 8,490 | 18,17 | 1735 | 960 | 1220 | 1016 | 88 | 41 | 1060 |
| 2 | 0,230 | 67,830 | 10,310 | 21,63 | 1760 | 860 | 1145 | 1090 | 169 | 69 | 915 |
| 3 | 0,053 | 74,167 | 8,300 | 17,48 | 1690 | 960 | 1155 | 1110 | 94 | 60 | 1370 |
| 4 | 0,058 | 74,182 | 8,270 | 17,49 | 1665 | 660 | 880 | 840 | 128 | 50 | 880 |
| 5 | 0,133 | 67,610 | 8,595 | 21,68 | 1650 | 760 | 1115 | 920 | 50 | 30 | 1260 |
| 6 | 0,071 | 80,610 | 5,610 | 13,71 | 490 | 380 | 390 | 350 | 325 | 79 | 560 |
| 7 | 0,082 | 74,910 | 8,010 | 17,00 | 1480 | 755 | 950 | | 315 | 82 | 600 |
| 8 | 0,116 | 69,990 | 8,570 | 21,32 | 1640 | 1050 | 1245 | | 115 | 61 | 1070 |
| 9 | 0,054 | 83,750 | 10,150 | 6,05 | 1870 | 1330 | 1540 | | 170 | 151 | 1840 |
| 10 | 0,055 | 74,325 | 8,500 | 17,12 | 1730 | 1130 | 1340 | | 159 | 112 | 1520 |
| 11 | 0,058 | 75,512 | 8,330 | 18,10 | 1700 | 960 | 1200 | | 140 | 96 | 1475 |
| 12 | 0,223 | 48,110 | 5,967 | 45,70 | 470 | 290 | 310 | | 43 | 5 | 275 |

Примечание. Поправка на примесь обыкновенного свинца; 1-18,93 - 15,72 - 38,80.

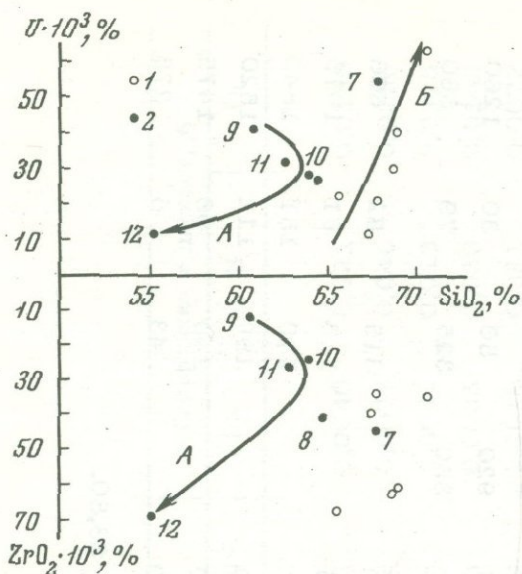


Рис. 1. Зависимость содержания U в цирконах и Zr в породах от присутствия кремнезема (1 - Ильменские горы, 2 - Вишневые горы)

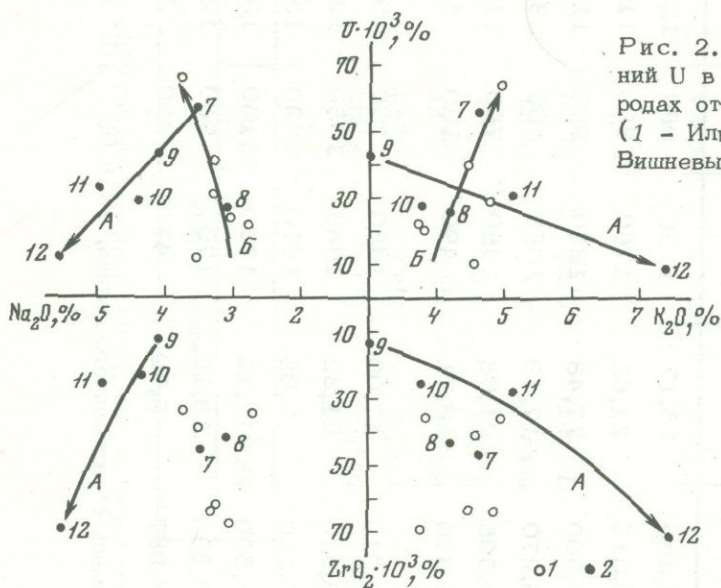


Рис. 2. Зависимость содержания U в цирконах и Zr в породах от присутствия щелочей (1 - Ильменские горы, 2 - Вишневые горы)

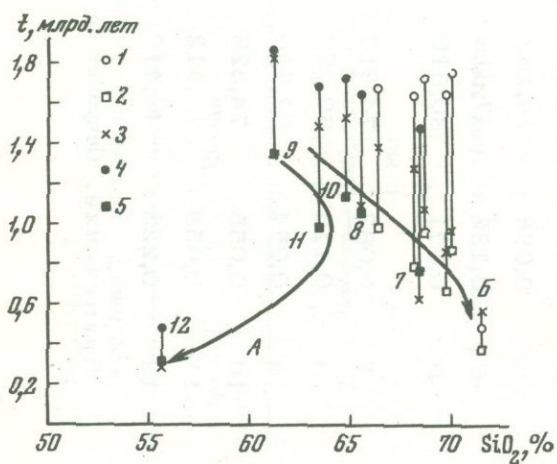


Рис. 3. Сопоставление возраста цирконов с содержанием кремнезема в породах

1 - возраст по Pb^{207}/Pb^{206} ;
 2 - возраст по Pb^{206}/U^{238} ;
 3 - α -Pb; 4, 5 - вишневогорские цирконы

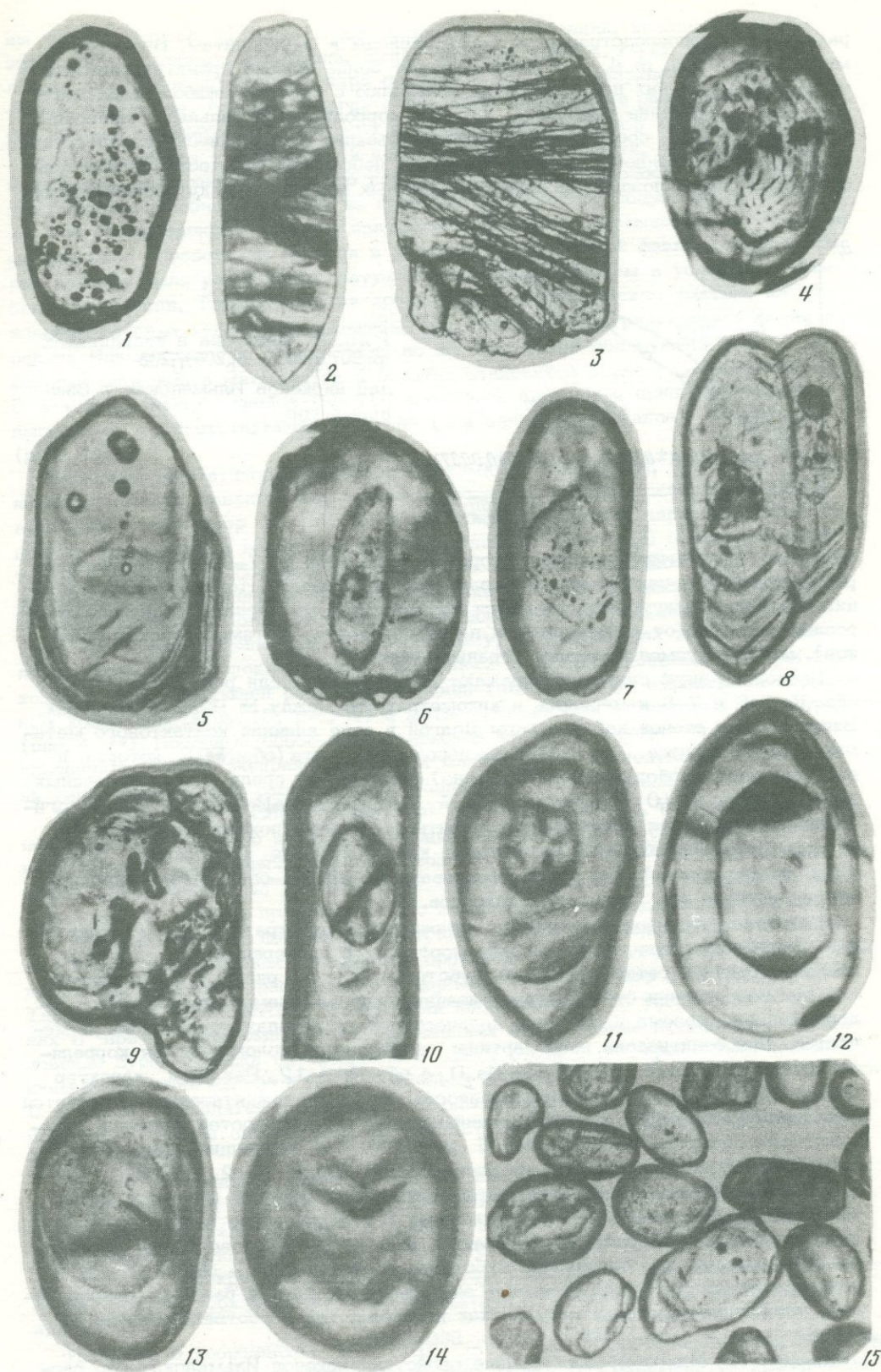


Рис. 4. Микроморфологические особенности диатомов

развиваются непосредственно по плагиогнейсам и амфиболитам. Бiotитовые мигматиты – обр. № 4, 5 – соответствуют более высоко гранитизированным образованиям. В них повышается по сравнению с биотит-амфиболовыми мигматитами содержание калишпата, который корродирует остальные минералы. Обр. № 6 на 85% состоит из материала инъекций и практически соответствует гомогенизированному гранито-гнейсу. В небольшом количестве в нем присутствует самый поздний из новообразованных минералов – крупночешуйчатый

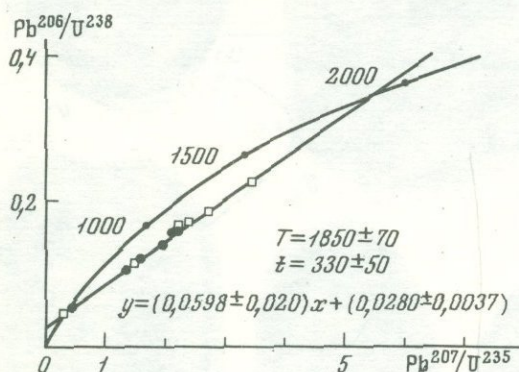


Рис. 5. Изохрона в координатах Pb^{207}/U^{235} – Pb^{206}/U^{238} для цирконов Ильменских и Вишневых гор

мусковит. Мигматиты из вишневогорской свиты обр. № 7–8 не отличаются от рассмотренных и также отражают влияние гранитизации, точнее – мигматизации. Поскольку мигматиты являются промежуточными членами ряда гранитизированных пород (от амфиболитов и плагиогнейсов до метаморфических гранитов), мы пользуемся понятием “гранитизация”.

Несколько иную ситуацию отражают обр. № 9–12. Если расстояние между обр. № 1–6 и 7–8 измерялось в километрах, то между № 9–12 – в метрах. Взяты они из стенок карьера горы Долгой в зоне влияния контактового метаморфизма миаскитов (обр. № 12) на породы субстрата (обр. № 9), которые в виде реликтов (небольших пачек и линз) сохранились среди фенитизированных гнейсов (обр. № 10) и фенитов (обр. № 11). Петрографические и минералогические исследования показали, что фениты во многом похожи на породы, за счет которых образовались, и содержат как реликтовые (олигоклаз, ортоклаз, кварц, гранат), так и новообразованные (альбит-олигоклаз, микроклин, эгирин-авгит и др.) генерации минералов.

Известно, что изохимический по отношению к субстрату в целом метаморфизм сопровождается некоторой метаморфической дифференциацией, обусловленной первичной гетерогенностью субстрата [1]. Из рис. 1, а, 2, в следует, что при возрастании степени гранитизации, сопровождаемой увеличением содержания кремнезема и щелочей, количество Zr в породах практически не меняется. При фенитизации иная картина: наблюдается положительная корреляция содержаний Zr с SuO_2 , K_2O и Na_2O в обр. № 9–12. Различен характер поведения U в рассматриваемых процессах. В случае гранитизации проявляется лишь слабая тенденция к возникновению новых разновидностей цирконов с повышенным содержанием U (кривая B, рис. 1, б). Эта тенденция становится более заметной, если исключить из рассмотрения обр. № 9–12. Для них закономерность обратная: увеличение метаморфизирующего влияния щелочной магмы вызывает прогрессивную потерю цирконами U и образование новых цирконов с его пониженным содержанием (кривая A, рис. 1, б). Следовательно, рассмотренные процессы преобразования субстрата (гранитизация – обр. № 1 – 8 и фенитизация обр. № 9–12) отражают закономерные, хотя и различно направленные, тенденции изменения состава как цирконов, так и соответствующих им пород.

Цирконы. Микроморфологические свойства цирконов Ильменских гор рассмотрены нами ранее [6]. Принципиальных отличий у них от цирконов Вишневых гор не наблюдается. Кратко напомним о тех особенностях цирконов, которые необходимо учитывать при интерпретации возрастных данных. Цирко-

ны гнейсов (проба 9) типичны для подобных образований, возникших за счет эффузивно-осадочного материала. У них заметны (рис. 4, 1-4) округлые обломки кристаллов и типичные ядра различной формы. Поверхность всех кристаллов блестящая, гладкая, иногда с плоскими площадками рекристаллизации, т.е. лишена признаков, характерных для окатанных цирконов осадочных пород [7]. По характеру и усвояемости ядер, общей прозрачности, округлому облику и строению поверхности, наличию грануломорфных тонкополосчатых выростов эти цирконы подобны цирконам из гранулитов Кольского полуострова. Возможно, что рассмотренные цирконы являются признаками, указывающими на метаморфическое образование гнейсов в условиях гранулитовой фации, следы которой позднее были регрессивно затухеваны преобразованием в условиях амфиболитовой фации. Такой вывод не противоречит геологическим фактам, на основании которых можно предполагать, что метаморфиты гранулитовой фации в районе Ильменских гор существуют, но до сих пор не обнаружены [4]. Морфология цирконов в мигматитах и ренитах становится более разнообразной. В фенитизированном гнейсе (пр. 10) появились цирконы с призматическими выростами, соответствующими третьей (для данного кристалла) генерации (рис. 4, 5).

Цирконам мигматитов свойственны призматический облик, различного рода новообразования, зональность; при этом округлые цирконы гнейсов присутствуют уже в виде ядер (рис. 4, 6-8). Подобные изменения цирконов сопровождаются и фенитизацией: наряду с цирконами гнейсов (рис. 4, 9) появились кристаллы с выростами, соответствующие снова третьей генерации (рис. 4, 10), зональным обрастанием, точечными пузырьками - включениями (рис. 4, 11, 12), которые составляют одну из характерных особенностей цирконов миаскитов (рис. 4, 15). Фронт фенитизации, по-видимому, предшествовал внедрению щелочной магмы. Это доказывается дроблением новообразованных в фенитах цирконов с их последующей рекристаллизацией (пилообразные выросты на сломанном конце кристалла 13, рис. 4) и метасоматическим изменением вдоль трещин (рис. 4, 14). Подобные особенности цирконов могли возникнуть при повышении давления во время внедрения щелочной магмы и при последующей проработке их гидротермальными растворами, связанными с этой магмой.

Результаты. Разброс возрастных значений (табл. 2, рис. 3) лишний раз подтверждает сложную историю эволюции цирконов. Как и следовало ожидать, минимальным колебаниям подвержен возраст по Pb^{207}/Pb^{206} , возрастные значения, определенные по другим отношениям, систематически занижены и, по-видимому, по разным причинам. Выше отмечалось, что содержание U в цирконах при гранитизации повышается. Отсюда следует предположение, что снижение возраста в цирконах мигматитов происходит в первую очередь за счет аккумуляции цирконами рассеянного в породах U (ср. кривые B на рис. 1, б и 3). Такой вывод согласуется с известными наблюдениями об увеличении в цирконах U при их метасоматических изменениях (образование псевдоядер, возникновение бурой окраски по трещинам и зонам роста с одновременным повышением содержания железа и т.п.). Поскольку при фенитизации возникают обедненные U цирконы, приходится допустить, что одновременно, но в больших масштабах, происходит потеря свинца, так как возраст занижается, как и в гранитизированных породах.

На рис. 3 нанесены данные α -Pb метода, полученные для тех же цирконов. Из сравнения с результатами U-Th-Pb метода следует, что α -Pb метод можно получить как близкие к истинному возрасту значения, так любые промежуточные. Отклонения, как и в случае с возрастом по Pb^{206}/U^{238} , зависят от степени перекристаллизации цирконов; правильное истолкование результатов должно обязательно сопровождаться их тщательным минеральным анализом.

Изохрона в координатах $Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235}$, построенная для цирконов селянинской толщи и вишневогорской свиты (рис. 5), описывается уравнением (рассчитано на ЭВМ)

$$y = (0,059808 \pm 0,00198) x + (0,02800 \pm 0,003739).$$

При ее построении не учитывался обр. № 9, который, судя по его минералогическим особенностям, практически не испытал метаморфического воздействия после образования. Изохрона пересекает конкордию в точках, соответствующих возрастным значениям

$$t_1 = 1850 \pm 70 \text{ млн.лет} \quad \text{и} \quad t_2 = 330 \pm 50 \text{ млн.лет.}$$

В соответствии с новой геохронологической шкалой докембрия [8] значение возраста 1850 млн.лет указывает на наличие в метаморфических толщах Сысертско-Ильменогорского антиклинория циркония, образование которых происходило во время Беломорской тектоно-магматической эпохи, широко проявившейся на всех континентах.

Конкретная геологическая интерпретация этого возрастного рубежа, как показывает опыт, нуждается в пояснении. При оперировании возрастными значениями цирконов, часть из которых представлена реликтовым материалом осадочных пород, у геологов часто возникает желание отнести максимальные значения возраста к тем породам, при разрушении которых высвобождались эти цирконы. Формально для этого имеются все основания: 1) реликтовый циркон, 2) материалы геологических съемок и корреляционных построений, в которые высокие возрастные значения "не вписываются". Примером могут служить материалы по рассматриваемому ильменогорскому комплексу. Занимаясь решением проблемы ильменогорских гнейсов, С.В. Чесноков [4] пришел к выводу, что метаморфизм, с которым связано гнейсообразование, сопряженное во времени с возникновением гранитов и миаскитов, происходил в варисийскую эпоху складчатости. Противоречие этого вывода высоким значением возраста цирконов [6] автор объясняет их терригенной природой, приводя для подтверждения данные по цирконам Уралтау. Здесь допущена явная ошибка. Цирконы из кварцитов и песчаников зильмердакской и айской свит западного склона Урала действительно терригенные и, возможно, когда-то были подобны терригенным цирконам в исходном субстрате ильменогорских гнейсов. Но в кварцитах и песчаниках они сохранили свою первичную природу (возраст, цвет, разнородность, поверхностную структуру, истирание и т.п.) и должны датировать возраст пород-источников. В районе Ильменских и Вишневых гор терригенные цирконы также испытали полную перекристаллизацию и присутствуют часто в виде ядер, свойства которых (показатели преломления и двуупреломления, окраска, прозрачность) не отличает их от оболочек. Если до перекристаллизации существовало несколько разновидностей терригенных цирконов, то таковые исчезли (гомогенизировались). Именно о возрасте этой перекристаллизации и соответственно гнейсообразования должна идти речь при интерпретации полученного максимального возрастного значения. Другими словами, в основании стратиграфического разреза Ильменских и Вишневых гор присутствуют реликты гнейсовых толщ, сформировавшихся при региональном метаморфизме (возможно, гранулитовой фации) в Беломорскую тектоно-магматическую эпоху 1850 млн.лет назад.

Второе возрастное значение — 330 млн.лет, совпадающее с многочисленными данными по различным методам, отвечает варисийскому преобразованию гнейсов в результате гранитизации и фенитизации. Об этом свидетельствуют: закономерные изменения возраста по различным отношениям и данным α -Pb метода, сравнительная устойчивость значений по Pb^{207}/Pb^{206} , характер геохимических сопоставлений и, наконец, наличие трех генераций цирконов в мигматитах и фенитах.

Региональное толкование древнего возраста гнейсов Ильменских и Вишневых гор пока не может быть однозначным. Ранее было показано, что в пределах тараташского комплекса на Урале возраст регионального метаморфизма оценивается в 2–2,2 млрд.лет [9]. Близкие по возрасту образования известны в различных районах Русской платформы. Поэтому представляется возможным рассматривать древние толщи Сысертско-Ильменогорского антиклинория как самые восточные выступы или осколки Русской платформы. Вероятность такого вывода подтверждается и геофизическими материалами [10]. Докембрийский возраст гнейсов представляется пока мало вероятным при рассмотрении Уральской эвгеосинклинали как структуры океанического типа [11], в ко-

торой формирование "гранитного слоя" начиналось лишь с середины силура. Это заставляет рассматривать докембрийские блоки, в том числе и Сысертско-Ильменогорский, как инородные окружающим эвгеосинклинальным формациям. Допускается, что они могут соответствовать микроконтинентам, разделившим ранее океанические бассейны или представляющим отторженцы Русской платформы. Решение таких региональных проблем немислимо без возрастного изучения остальных гнейсово-мигматитовых комплексов Восточно-Уральского поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кейльман Г.А. Основные черты геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. - В кн. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала (Труды II Уральск. петрогр. сов., т. V. Свердловск, 1969).
2. Штейнберг Д.С., Левин В.Я. Основные проблемы геологического строения, истории формирования и состава ильменогорского комплекса метаморфических и магматических горных пород. - В кн.: Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород, т. I. Свердловск, 1971.
3. Панков Ю.Д. Ильменогорский метаморфический комплекс. - Там же.
4. Чесноков С.В. Проблема Ильменогорских гнейсов. - Там же.
5. Панков Ю.Д., Турбанов В.Ф., Паршина Т.И. К вопросу о возрасте ильменогорского метаморфического комплекса. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала (Труды II Уральск. петрогр. сов., т. V. Свердловск, 1969).
6. Краснобаев А.А., Сплошнова Н.С. Эволюция и возраст цирконов из изверженных и метаморфических пород Ильменских гор. - В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1970.
7. Краснобаев А.А., Сплошнова Н.С. Микроморфологический анализ кристаллов циркона. - В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала (Труды I Уральск. конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1970).
8. Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронологическая шкала докембрия. - Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука", 1970.
9. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. Геохронология уральского докембрия. - Геохимия, 1970, № 4.
10. Беллавин О.В. О природе гравитационной аномалии к востоку от Таратанского антиклинория. - Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
11. Иванов С.Н., Ефимов А.А., Минкин Л.М., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Смирнов Г.А. Природа Уральской геосинклинали. - Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.

О МНОГОЭТАПНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КУСИНСКИХ ГАБРОИДАХ (Южный Урал)

Титаномагнетитовые месторождения Кусинской группы на западном склоне Южного Урала приурочены к массивам габброидов (Кусинский, Копанский, Медведевский и др.), вытянутым цепочкой вдоль глубинного Зюраткульского разлома, который отделяет метаморфические толщи Уралтау от неметаморфизованных осадков протерозоя с Тараташской глыбой в основании.

Согласно существовавшим до последних лет противоречивым представлениям, габброиды слагают согласную [9] межформационную либо секущую [1] интрузию, дифференциатом которой являются рябиновские граниты с возрастом 1310–1460 млн. лет [3].

Систематические радиологические исследования в различной мере метаморфизованных габброидов и неизмененных габбро-норитов позволили сделать вывод об очень древнем (>3,5 млрд. лет) возрасте последних и сопоставить их с древнейшими породами Урала — так называемыми израндитами. Предполагалось, что те и другие являются фрагментами генетически единого комплекса мантийного происхождения [4,6,8]. Геохронологические данные послужили толчком к дальнейшему геологическому изучению габброидов. Наличие сорванных контактов габброидных массивов, дисконформности планпараллельных структур относительно контактов позволили предположить аллохтонное залегание массивов габбро [2].

Сложная и продолжительная геологическая история развития габброидов сопровождалась неоднократным преобразованием приуроченного к ним титаномагнетитового оруденения.

На основании данных возрастных исследований габброидов Кусинской интрузии калий-аргоновым методом (см. таблицу) и комплексного изучения геологического, геохимического, петрографического и минералогического материала появилась возможность выделения этапов формирования руд (рис.1).

1-й этап. 4,3–2,2 млрд. лет. Первичные титаномагнетиты приурочены к габбро-норитам и израндитами. Рудная вкрапленность характеризуется ксеноформными выделениями титаномагнетита, выполняющими промежутки между зернами силикатных минералов. Характерной особенностью титаномагнетита является наличие в нем пластинчатых вростков ильменита по (111), образовавшихся в результате распада твердого раствора (рис. 2). Между крупными пластинками ильменита наблюдаются мелкие или субмикроскопические, тонкопластинчатые.

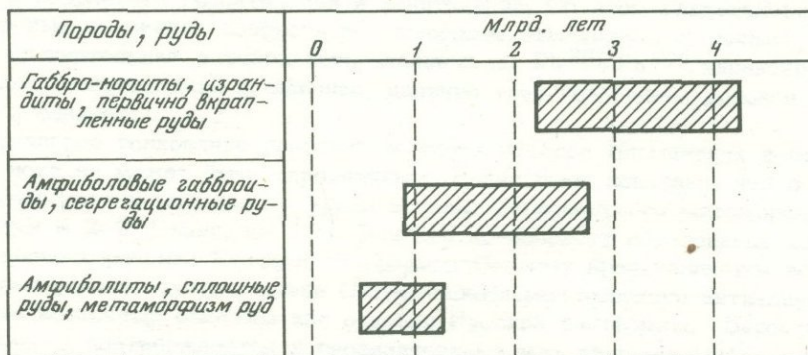


Рис. 1. Этапы формирования оруденения и возрастные диапазоны пород, вмещающих руды

Возраст габброидов Копанско-Кусинской интрузии

| Номер пробы | Номер анализа | Место взятия | Минерал | K, % | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | Возраст, млн. лет |
|--------------------------------|---------------|---|------------|-------|--------------------------|-------------------|
| <i>Габбро-нориты</i> | | | | | | |
| 1 | A-1426 | Кусинская Магнитка, шахта "Центральная" | Пироксен | 0,155 | 0,4540 | 3200 |
| 2 | A-1427 | Там же | Плагиоклаз | 0,120 | 0,4900 | 3280 |
| | A-1428 | " | " | 0,093 | 0,2990 | 2550 |
| | A-1429 | " | Пироксен | 0,202 | 0,2400 | 2250 |
| 4 | A-1323 | Медведевский массив | Плагиоклаз | 0,27 | 0,2150 | 2100 |
| | A-1324 | Там же | Пироксен | 0,30 | 0,2480 | 2300 |
| | | | | | | 2200* |
| | | | | | | 3350* |
| 5 | A-1332 | " | Плагиоклаз | 0,15 | 0,9250 | 4340 |
| | A-1334 | " | Пироксен | 0,16 | 0,5170 | 3360 |
| | | | | | 0,4400 | 3120 |
| | | | | | | 3240* |
| 6 | A-1330 | " | Плагиоклаз | 0,21 | 0,5700 | 3520 |
| 7 | A-1336 | " | Пироксен | 0,11 | 0,4200 | 3040 |
| | | | | | 0,3880 | 2920 |
| | | Израндит | Порода | - | - | 4200±150** |
| | | | | | | 2300±140** |
| | | Оливиновый пироксен | Порода | - | - | 3300±100** |
| <i>Роговообманковые габбро</i> | | | | | | |
| 8 | A-1416 | Кусинская Магнитка, шахта | Амфибол | 0,217 | 0,2990 | 2550 |
| 9 | A-1415 | Шахта "Центральная" | Плагиоклаз | 0,078 | 0,3626 | 2850 |
| | A-1414 | Там же | | | 0,3460 | 2760 |
| | | " | Амфибол | 0,248 | 0,0960 | 1225 |
| | | | | | 0,1050 | 1310 |
| | | | | | | 1270 |
| 10 | A-1472 | " | " | 0,271 | 0,2240 | 2160 |
| 11 | A-1413 | " | " | 0,186 | 0,1560 | 1720 |
| 12 | A-1412 | " | " | 0,248 | 0,1060 | 1318 |
| 13 | A-1491 | " | " | 0,239 | 0,1030 | 1291 |
| | | | | | 0,1070 | 1327 |
| | | | | | | 1310 |
| 14 | A-1598 | Копань, скв.152, глубина 230 м | Порода | 0,140 | 0,1033 | 1295 |
| <i>Околорудные амфиболиты</i> | | | | | | |
| 15 | A-1533 | Кусинская Магнитка, шахта "Центральная", на контакте с рудным телом 2 | Амфибол | 0,245 | 0,1030 | 1290 |
| 16 | A-1540 | Там же, на контакте с рудным телом 2а | " | 0,214 | 0,0864 | 1135 |
| 17 | A-1541 | Там же, на контакте с рудным телом 3 | | 0,214 | 0,0715 | 980 |

Таблица (окончание)

| Номер пробы | Номер анализа | Место взятия | Минерал | К, % | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | Возраст, млн. лет |
|-------------------------|---------------|--|------------|-------|--------------------------|---------------------|
| 18 | A-1457 | Кусинская Магнитка, обнажение рудного тела | Амфибол | 0,142 | 0,0800 0,0794 | 1070 1062 } 1065 |
| <i>Прочие габброиды</i> | | | | | | |
| 19 | A-1459 | Кусинский массив, плагиоклазит | Плагиоклаз | 0,142 | 0,1710 1670 | 1825 1810 } 1815 |
| 20 | A-1495 | Медведевский массив, скв. 1008, глубина 232 м, горнблендит | Амфибол | 0,129 | 0,0545 0,0620 | 789 876 } 830 |
| 21 | A-1493 | Копанский массив, скв. 153, глубина 42 м, пегматоидное габбро | Плагиоклаз | 0,504 | 0,0449 0,0468 | 672 695 } 685 |
| 22 | A-1423 | Медведевский массив, скв. 1003, глубина 238 м, габбро соскюртизированное | Амфибол | 0,217 | 0,0437 0,0372 | 657 572 } 612 |

*[4].

**[8].

Титаномагнетиты этих пород имеют повышенное содержание двуокиси титана - 10-14% (рис.3). Однако в неизменном виде вкрапленные руды такого типа и породы, к которым они приурочены, встречаются редко. Чаще можно видеть гранатизированные и другие разновидности габбро-норитов с нарушенной структурой распада титаномагнетита и частично с сегрегированным ильменитом (рис. 3, б).

Необходимо отметить, что древний возраст пород получен не только по отдельным, но и по сосуществующим минералам (см. таблицу, № 1, 2).

2-й этап. 2,8-1,0 млрд. лет. Характеризуется появлением сегрегационного ильменит-титанового оруденения, связанного с процессом амфиболлизации и соскюртизации габброидов. Отмечается обособление зерен ильменита и титаномагнетита (рис. 3, в), появление пылевидного магнетита и изменение состава рудных минералов. Пылевидные скопления, сохраняющие иногда форму замещенного зерна, постепенно соединяются и укрупняются (рис. 3, в, д). Содержание двуокиси титана в магнетите падает до 6-8% (см. рис. 2).

3-й этап. 1,3-0,6 млрд. лет. Характеризуется интенсивными процессами метаморфизма и метасоматоза, вызвавшими вторичную дифференциацию габброидов с образованием лейкократовых и меланократовых разновидностей.

Процессами метасоматоза обусловлено замещение магнетитовой основы титаномагнетита вторичными силикатными минералами с сохранением реликтов решетчатой структуры или аллотриоморфнозернистых выделений магнетита, переотложение рудных компонентов и образование сплошных руд.

По-разному определяется место переотложения руд в истории формирования и преобразования габброидов. Л.И. Кравцова [5] предполагает, что они появились после образования анортозитов и связаны с метасоматозом, синхронным времени кристаллизации пегматоидных габбро. Полученные нами данные показывают, что появление анортозитов произошло уже 1,8 млрд. лет назад, тогда как пегматоидное габбро имеет возраст 0,7–0,86 млрд. лет (по плагиоклазу и амфиболу). Возраст циркона из пегматоидного габбро Копанского массива по α -Pb методу равен 1070–1190 млн. лет [две пробы, для которых соответственно α – 250 и 145 а (мг)час, а Pb – 120 и 78 γ]. Напомним, что ранее возраст биотита из пегматоидного габбро оценивается 1100 млн. лет [7].

Этап характеризуется также появлением сплошных руд, которые, согласно геологическим исследованиям, возникли при последующей собирательной перекристаллизации частично вкрапленных, но в основном сегрегированных магнетитовых обособлений (рис. 3, е). Значения возраста по различным амфиболитам и амфиболовым габбро ниже 1,3 млрд. лет (до 0,58 млрд. лет – [4]) являются результатом влияния более поздних метаморфических изменений пород, с которыми ассоциируют сплошные руды, подвергшиеся вторичным изменениям. Последнее проявляется в замещении магнетита нерудными минералами (рис. 3, ж), амфиболом, сфеном. Более дробное деление этого этапа пока невозможно. Содержание TiO_2 в титаномагнетите снижается до 3–4% (рис. 2). Значительные тела сплошных руд на Кусинском месторождении залегают только в амфиболитах строго согласно с их разнейсовкой и могут рассматриваться как центральные члены следующей метаморфической зональности (рис. 4): 1) рудное тело; 2) бесполовошпатовый амфиболит; 3) полосчатый амфиболит; 4) мезократовый амфиболит, переходящий в габброамфиболит и габбро.

Подобное залегание сплошных руд не вызывает сомнения в том, что они не только участвовали в метаморфическом процессе, сформировавшем приведенную метаморфическую зональность, но и синхронны с ним по времени. Нами принята попытка оценить возраст сплошных руд по перемещающимся с ними околорудным амфиболитам. Оказалось, что они характеризуются интервалом – от 1,31 до 0,98 млрд. лет. На основании этих данных время образования сплошных руд можно оценить в 1,3 млрд. лет.

Проведенные исследования показали сложную эволюцию титаномагнетитовых руд. Выделенные этапы, характеризующиеся определенными особенностями состава и строения руд, пока ограничены по возрасту лишь в первом приближении. Дальнейшие исследования будут направлены на уточнение возрастных рубежей и их более детальное расчленение.

Однако следует заметить, что рудная минерализация первых двух этапов не характеризуется промышленными содержаниями, а наиболее ценными в практическом отношении являются руды третьего этапа с довольно мощными залежами сплошных и переотложенных вкрапленных руд. Таким образом, общей тенденцией в формировании рудных залежей, которую необходимо учитывать при рекомендациях, является все большая концентрация рудного вещества в процессе эволюции габброидов.

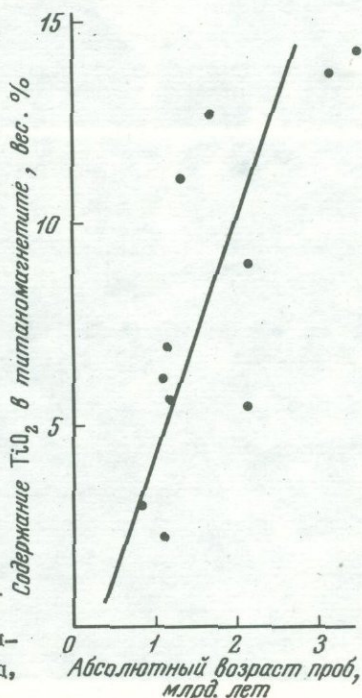
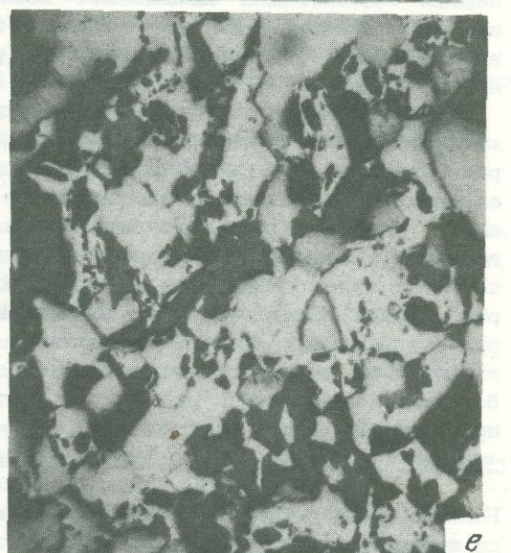
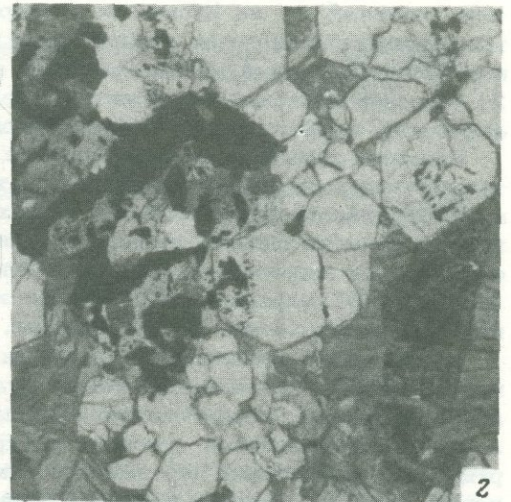
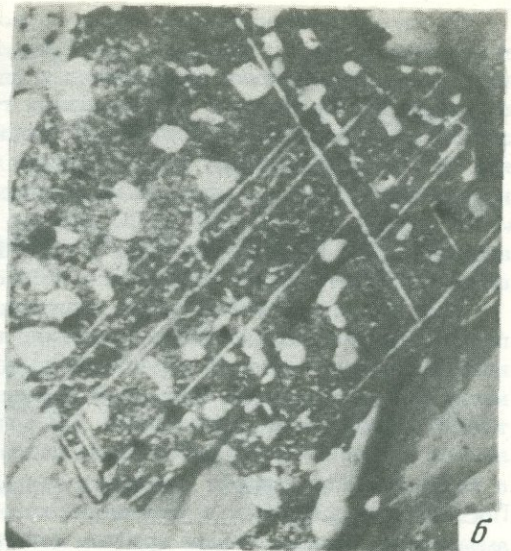
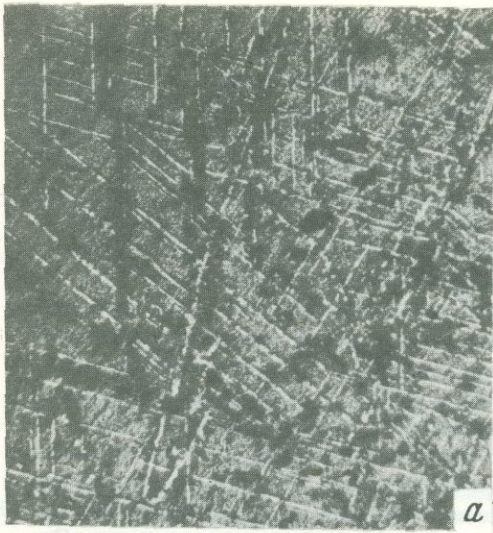


Рис. 2. Зависимость между содержанием двуоксида титана в титаномагнетитах и возрастом пород, вмещающих руды



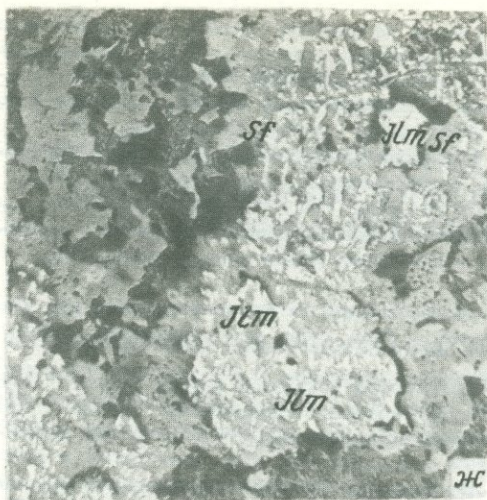


Рис. 3. Особенности изменения зерен титаномагнетита при метаморфизме титаномагнетитовых руд на примере кусинских габброидов

a - пластинчатые вrostки ильменита по (111) в магнетите из израндита (гора Карандаш); полир. шлиф; увел. 70; травлено HCl; *б* - пластинчатые вrostки ильменита (Ilm₁) по (111) в магнетите (Mt) и мелкие аллотриоморфные зерна ильменита (Ilm₂), возникающие при сегрегации титаномагнетитов из габбро-норитов, Кусинское

месторождение; полир. шлиф; увел. 70; травлено HCl; возраст породы 2,25-2,55 млрд. лет; *в* - сегрегационная ильменит-титаномагнетитовая вкрапленная руда с магнетоильменитом в амфиболовых породах по габбро-норитам, Кусинское месторождение; полир. шлиф; увел. 70; травлено HCl; возраст породы 1,1 млрд. лет; *г* - пылевидная вкрапленность рудного минерала в амфиболите, Кусинское месторождение; шлиф; увел. 60; николи||; *д* - замещение пироксена (белое) титаномагнетитом (черное), Кусинское месторождение; шлиф; увел. 60, николи||; *е* - полигонально-зернистая сегрегационная ильменит-титаномагнетитовая руда, Кусинское месторождение; полир. шлиф; увел. 70; *ж* - сфенизированная ильменит-титаномагнетитовая руда [среди сфена (Sf) наблюдаются реликты ильменита (Ilm), Медведевское месторождение; полир. шлиф; увел. 70]

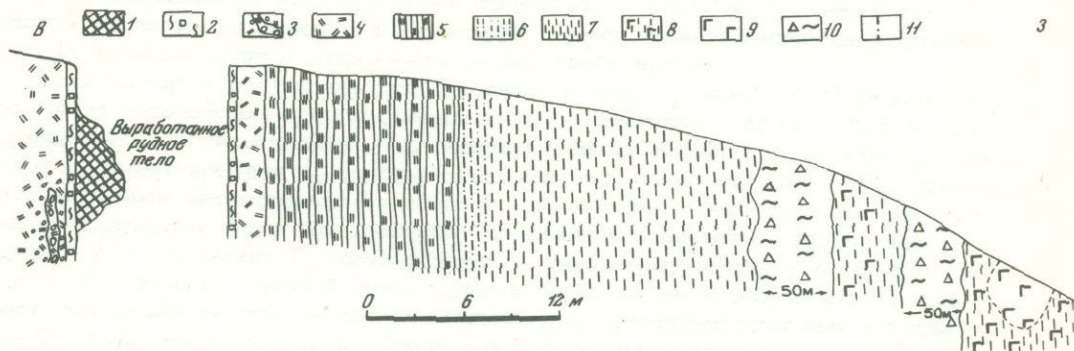


Рис. 4. Зональность на Кусинском месторождении

1 - сплошная руда; 2 - хлоритовая порода с сульфидной вкрапленностью; 3 - бесполовшатовый амфиболит с гранатом и участками анортозита; 4 - бесполовшатовый амфиболит; 5 - полосчатый амфиболит; 6 - грубополосчатый амфиболит; 7 - мезократовый амфиболит; 8 - габбро-амфиболит; 9 - габбро; 10 - осьпь; 11 - зеркала скольжения

ЛИТЕРАТУРА

1. М.И.Гарань, Палеозой и нижний протерозой Южного Урала. - Труды ГТИ УФАН СССР, вып. 32. Свердловск, 1959.
2. Г.А.Гревцов, В.Г.Фоминих. Структурное положение и особенности внутренней структуры массивов кусинских габброидов. - Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1972. Свердловск, 1973.

3. В.А. Дунаев, Н.Н. Дурнева. О возрасте пород из районов Кусинско-Копанской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. - В кн.: Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения. "Наука", 1966.
4. В.А. Дунаев, А.И. Степанов, М.В. Панова. Возраст пород Кусинско-Копанской интрузии. - Ежегодник Ин-та геол. и геох. УФАН СССР, 1969, Свердловск, 1970.
5. Л.И. Кравцова. Геологическое строение и история формирования Копанского габбрового массива на Южном Урале. - Труды I Уральск. петрог. сов. Свердловск, 1963.
6. А.А. Краснобаев, В.Г. Фоминых, А.И. Степанов, Г.А. Гревцов, Р.Г. Подлесова, М.В. Панова. О возрасте габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии - реликтах древнейших интрузивных пород Урала. - Ежегодник Ин-та геол. и геох. УНЦ АН СССР, 1971. Свердловск, 1972.
7. В.С. Мясников. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма. - Геол. рудн. месторождений, 1959, № 2.
8. Л.Н. Овчинников, В.А. Дунаев. 1. О древнейшей глубинной породе Урала. - В кн.: Глубинное строение Урала. "Наука", 1967. 2. Израндит - древнейшая горная порода Урала. - В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. "Наука", 1967.
9. Д.С. Штейнберг, Л.И. Кравцова, А.С. Варлаков. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. - В сб.: Вопросы геологии Урала, ч. 1. Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1959, вып. 40.

О РЕЛИКТОВЫХ ВОЗРАСТАХ ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИЙ СМОРОДИНСКОГО УЧАСТКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Полученный нами ранее абсолютный возраст интрузий габбро-норитов Смо-
родинского участка (3,5 млрд.лет) находился в дискордантном отношении с
возрастом вмещающих пород (2,0 млрд.лет). В результате более подробного
изучения было установлено, что значения возраста интрузивных пород распы-
ваются в интервале 3,5-2,0 млрд.лет как по плагиоклазу, так и по гиперстену
(табл.1). Возраст биотита и амфибола из измененного габбро и биотита и по-
левых шпатов из плагиогранитных прожилков в габбро лежит в пределах значе-
ний 1,9-2,3 млрд.лет.

Возраст вмещающих пород по слюдам и амфиболам сходится к одному зна-
чению (2,0 млрд.лет), а по полевым шпатам наблюдается разброс от 1,8 до
1,2 млрд.лет (табл.2), что соответствует обычной картине занижения возраста
по полевым шпатам. В табл.2 помещены также данные для пород месторожде-
ния Юбилейное, которые, как будет показано ниже, хорошо дополняют проводи-
мые в настоящей работе построения.

Предположим, что занижение возраста полевых шпатов - явление не спон-
танное: оно связано с незначительным для других минералов подъемом темпе-
ратуры, обусловленном активизацией тектономагматических и метаморфических
процессов в данном регионе, происходящих в более позднее время. Считаем так-
же, что длительность этих процессов пренебрежимо мала по сравнению с воз-
растом исследуемых пород, а в остальное время термодинамическая обстанов-
ка обеспечивает полную сохранность радиогенного аргона.

Если бы такая обстановка существовала на всем протяжении жизни минера-
ла, то на сегодняшний день мы имели бы Q_0 радиогенного аргона (полная со-
хранность) и $Ag-K$ отношение T_0 , соответствующее истинному времени τ_0 . Од-
нако в момент времени τ_M (соответствующее ему $Ag-K$ отношение T_M) произо-
шло некоторое метаморфическое событие, обусловившее некоторую потерю арго-
на, в результате чего мы измеряем заниженное количество радиогенного
аргона Q и отношение T , соответствующее фиктивному возрасту τ . В предель-
ном случае при достаточной интенсивности прогрева мы можем получить воз-
раст, точнее момент теплового воздействия τ_M и соответствующие ему отноше-
ние T_M и количество аргона Q_M (полная потеря накопившегося к моменту радио-
генного аргона). Однако в нашем случае потеря не полная. В образце осталось
 $Q - Q_M$ аргона. Согласно первому приближению решения уравнения диффузии (сфе-
рический случай), относительную потерю можно выразить следующим образом:

$$\frac{Q_0 - (Q - Q_M)}{Q_0} = 6\sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \frac{1}{a^2} \quad (1)$$

Здесь D - коэффициент диффузии, t - время, a - радиус частиц. Разделив и
умножив числитель и знаменатель на K (%) и преобразовав это выражение,
можем получить

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -\frac{T_M}{T_0} + 6\sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \frac{1}{a^2} \quad (2)$$

Последнее выражение представляет собой уравнение прямой в координатах
 $\left(\frac{T_0 - T}{T_0}; 1/a\right)$ с угловым коэффициентом $6\sqrt{Dt/\pi}$ и начальным отрезком $-T_M/T_0$.

Таблица 1

Возраст минералов габбро-норитов Смородинского участка

| Номер образ-ца | Порода и место взятия | Минерал | K, % | $A^{40}_{\text{HMM}} \text{ }^3/\text{Г}$ | Возраст, млн. лет | a, мм | $\frac{1}{a}$ | $\frac{T_0 - T}{T_0}$ |
|----------------|---|-----------------------------|-------|---|-------------------|-------|---------------|-----------------------|
| 2216 | Габбро-норит без следов изменений, скв.3009, глубина 624 м | Гиперстен | 0,055 | 0,0191 | 3360+140 | 0,38 | 2,6 | 0,04 |
| | | Плагиоклаз | 0,31 | 0,0945 | 3140+160 | 0,58 | 1,7 | 0,24 |
| 2215 | Габбро-норит, измененный, кайма амфибола у гиперстена, биотитизация амфибола, плагиоклаза свежий, скв.3009, глубина 555 м | Плагиоклаз | 0,11 | 0,0416 | 3470+180 | - | - | - |
| | | Роговая обманка | 0,25 | 0,0342 | 2280+84 | - | - | - |
| | | Биотитовый хлор, концентрат | 0,59 | 0,0846 | 2080+90 | - | - | - |
| 2214 | Габбро-норит, сильно измененный, скв.3022, глубина 891 м | Роговая обманка | 0,125 | 0,0185 | 2095+100 | - | - | - |
| 2341 | Габбро-норит, гиперстен свежий, авгит амфиболлизирован, биотит по амфиболу, скв.3030, глубина 482 м | Гиперстен | 0,043 | 0,0163 | 3480+80 | 0,43 | 2,3 | 0,01 |
| | | Биотит | 6,25 | 0,871 | 2040+60 | - | - | - |
| В-632 | Габбро-норит, гиперстен и плагиоклаз свежие, авгит амфиболлизирован, биотитизация амфибола, скв. 3030, глубина 883,5 м | Гиперстен | 0,016 | 0,00254 | 2210+120 | 0,24 | 4,2 | 0,37 |
| | | Плагиоклаз | 0,21 | 0,0367 | 2330+50 | 0,45 | 2,2 | 0,55 |
| | | Роговая обманка | 0,44 | 0,0613 | 2040+55 | - | - | - |
| | | Биотит | 6,44 | 0,945 | 2110+70 | - | - | - |
| В-633 | Габбро-норит, слабо измененный, гиперстен и плагиоклаз свежие, биотит по амфиболовым каймам (1%), скв.3030, глубина 884,5 м | Гиперстен | 0,016 | 0,00338 | 2600+120 | 0,30 | 3,4 | 0,25 |
| | | Плагиоклаз | 0,23 | 0,467 | 2540+70 | 0,54 | 1,8 | 0,47 |
| | | Биотит | 6,55 | 0,965 | 2110+50 | - | - | - |
| В-634 | Габбро-норит, измененный, плагиоклаз свежий, скв. 3030, глубина 1364 м | Плагиоклаз | 0,24 | 0,0548 | 2710+80 | 0,48 | 2,1 | 0,41 |
| В-635 | То же, скв. 3024, глубина 567 м | Плагиоклаз | 0,20 | 0,0365 | 2400+70 | - | - | - |
| | | Биотит | 6,62 | 1,03 | 2180+40 | - | - | - |
| В-638 | Габбро-норит, измененный, скв.3024, глубина 474,5 м | Плагиоклаз | 0,29 | 0,0341 | 1830+45 | - | - | - |
| | | Биотит | 6,40 | 1,02 | 2210+70 | - | - | - |
| В-636 | Прожилок плагиогранита в габбро, скв.3024, глубина 515,7 м | Плагиоклаз | 1,26 | 0,164 | 1960+55 | - | - | - |
| | | Биотит | 6,66 | 1,07 | 2220+40 | - | - | - |
| В-637 | Микроклинизированный прожилок плагиогранита в габбро, скв.3024, глубина 525,5 м | Плагиоклаз | 0,31 | 0,0494 | 2215+70 | - | - | - |
| | | Микроклин | 9,90 | 1,27 | 1940+30 | - | - | - |
| | | Биотит | 6,47 | 1,01 | 2190+60 | - | - | - |

Тем самым мы получили аналитическую зависимость измеренного $K-Ar$ отношения T от радиуса зерен минерала и заодно возможность определения времени метаморфического события по T_M . Для практического использования этой формулы необходимо выбрать T_0 , т.е. истинный возраст, исходя из каких-либо соображений.

Проиллюстрируем действие формулы (2) на конкретных геологических объектах. Воспользуемся данными табл. 1, считая истинным возраст основных интрузий (3,5 млрд.лет) — величиной, к которой стремятся наибольшие значения возраста по плагиоклазу и гиперстену. Результаты нанесены на графики рис.1.

Как видно из этих графиков, экспериментальные точки действительно ложатся на прямые, отсекающие на отрицательной части оси ординат отрезки T_M/T_0 . Расчет методом наименьших квадратов дает для плагиоклазов уравнение

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,327 + 3,82 \cdot 10^{-2} \frac{1}{a},$$

а для гиперстенов

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,472 + 2,02 \cdot 10^{-2} \frac{1}{a}.$$

Переходя от отношений к возрастам, получим время метаморфического события, фиксируемое отрезком $T_M/T_0 = 0,327$, для плагиоклазов 1920 млн.лет, а для гиперстенов соответственно при отрезке в 0,472 — 2350 млн.лет.

Подобные построения проведены для вмещающих пород на графиках рис. 2. В этом случае в нашем распоряжении оказались лишь плагиоклазы и один образец калиевого полевого шпата. За истинный принят возраст 2,0 млрд.лет, характерный для слюд и амфиболов рассматриваемых пород. Расчет методом наименьших квадратов дает для Смородинского участка уравнение

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = 0,181 + 1,175 \cdot 10^{-2} \frac{1}{a},$$

а для месторождения Юбилейное

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = -0,09 + 4,60 \cdot 10^{-2} \frac{1}{a}$$

и соответственно время метаморфического события — 550 и 300 млн.лет.

Рассмотрим подробнее экстремальные случаи уравнения (2).

1-й случай — полная потеря аргона в момент метаморфизма, когда

$$\sqrt{\frac{Dt}{\pi}} \frac{1}{a} = 1.$$

Подставим это условие в уравнение (2). Прямая, дойдя до уровня

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = 1 - \frac{T_M}{T_0},$$

испытывает излом в точке L и пойдет параллельно оси $1/a$. Это значит, что частицы с радиусом, меньшим чем критический $a_{\text{мин}}$, также потеряют весь радиогенный аргон, накопленный к моменту метаморфизма.

2-й случай — полная сохранность аргона: $T = T_0$, т.е.

$$\frac{T_0 - T}{T_0} = 0.$$

Отсюда следует, что частицы радиусом большим, чем критический a_{max} , сохраняют полностью радиогенный аргон, а экспериментальная прямая, испытав излом в точке N , пойдет в начало координат по оси абсцисс.

Таблица 2

Возраст минералов вмещающих пород

| Номер образ- ца | Порода и место взятия | Минерал | K, % | Ag^{40} , нмм ³ /г | Возраст, млн. лет | a, мм | $\frac{1}{a}$ | $\frac{T_0 - T}{T_0}$ |
|-----------------------|---|----------------------------|------|------------------------------------|----------------------|-------|---------------|-----------------------|
| 2318 | Кварцевый диорит, Смородинский участок, скв.3021, глубина 545 м | Плагиоклаз | 0,36 | 0,0274 | 1370 \pm 60 | 0,23 | 3,8 | 0,44 |
| | | Биотит | 6,81 | 0,983 | 2090 \pm 40 | - | - | - |
| 2319 | Гранит, там же, глубина 365 м | Калиевый по- левой шпат | 4,70 | 0,515 | 1750 \pm 50 | 0,44 | 2,2 | 0,20 |
| 2324 | Габбро-долерит, там же, скв.3019, глубина 389 м | Плагиоклаз | 0,54 | 0,0465 | 1490 \pm 70 | 0,32 | 3,1 | 0,38 |
| 2167 | Гнейс, месторождение Юбилей- ной, глубина 265 м | Плагиоклаз | 0,50 | 0,0344 | 1270 \pm 70 | 0,085 | 11,9 | 0,49 |
| | | Биотит | 7,98 | 1,102 | 2040 \pm 40 | | | |
| 2163 | Гнейс, там же, глубина 270 м | Плагиоклаз | 0,41 | 0,0326 | 1410 \pm 50 | 0,092 | 10,9 | 0,41 |
| | | Биотит | 7,14 | 0,999 | 2050 \pm 50 | - | - | - |
| | | Амфибол | 1,30 | 0,169 | 1960 \pm 60 | - | - | - |
| 2170 | Гнейс, там же, глубина 348 м | Плагиоклаз | 0,39 | 0,0351 | 1540 \pm 50 | 0,110 | 9,1 | 0,34 |
| | | Биотит | 7,75 | 1,025 | 1980 \pm 40 | - | - | - |
| | | Амфибол | 1,61 | 0,199 | 1920 \pm 50 | - | - | - |
| | | | | | | | | |
| 2170а | Шлировидное обособление в гней- се, там же, глубина 349 м | Плагиоклаз | 0,21 | 0,0191 | 1550 \pm 80 | 0,105 | 9,5 | 0,33 |
| | | Биотит | 6,57 | 0,955 | 2090 \pm 50 | - | - | - |
| | | Амфибол | 1,00 | 0,143 | 2060 \pm 60 | - | - | - |
| 2171 | Диорит, там же, глубина 309 м | Плагиоклаз | 0,22 | 0,0148 | 1250 \pm 50 | 0,079 | 12,7 | 0,50 |
| | | Биотит | 7,30 | 0,920 | 1920 \pm 40 | - | - | - |

Рис. 1. Зависимость относительного занижения Ar/K от обратной величины радиуса частиц плагиоклаза (1) и гиперстена (2) из интрузий габбро-норитов Смородинского участка

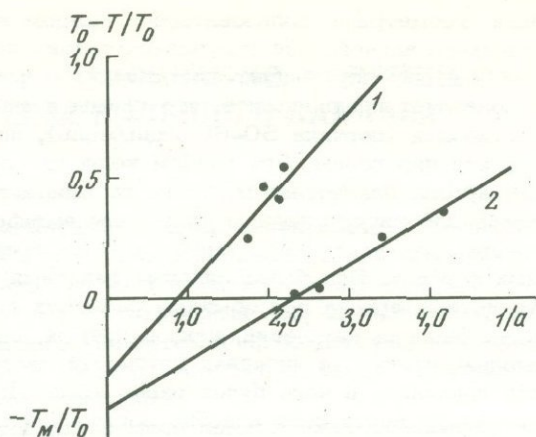
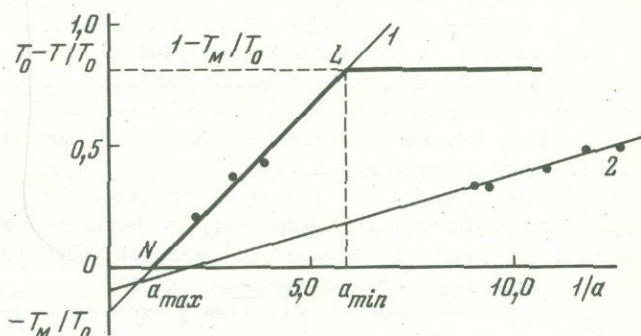


Рис. 2. Зависимость относительного занижения Ar/K от обратной величины радиуса частиц полевых шпатов вмещающих пород Смородинского участка (1) и месторождения Юбилейное (2)



Таким образом, это простейшее рассмотрение приводит к результату: изменение возраста полевых шпатов происходит только в некотором интервале крупности ($a_{max} - a_{min}$); вне этого интервала аргон будет сохранен или полностью потерян.

С этой точки зрения интересно сравнить интервалы крупности плагиоклазов интрузивных и вмещающих пород. Как видно из рис. 1 и 2, соответствующие интервалы для Смородинского участка будут: 1,2–0,39 мм в интрузивах и 0,90–0,17 мм во вмещающих породах. Интервалы несколько перекрываются, т.е. плагиоклазы габбро-норитов могли испытать двойное воздействие. Этим отчасти может быть объяснен достаточно большой разброс экспериментальных данных для плагиоклазов габбро. Простая оценка показывает, что второе метаморфическое событие могло вызвать 5–10%-ную потерю аргона для соответствующей абсциссы первого события.

Имеются еще два обстоятельства, снижающие точность предлагаемой методики. Первое – это использование первого приближения решения уравнения диффузии, достаточно хорошо работающего при относительных концентрациях не более 0,4. Другое обстоятельство связано с трудностями определения истинного размера кристаллов в шлифах. В данной работе подсчет размеров проводился по нескольким шлифам; при этом в расчет брались наименьшие размеры кристалла, а если присутствовал плагиоклаз, то обращалось внимание на то, чтобы при таблитчатом строении кристаллов не попали в расчет косые срезы и большие плоскости таблиц. После предварительного определения интервалов крупности отбрасывались также частицы с радиусом, меньшим критического, поскольку в момент метаморфического воздействия они теряли весь накопленный к этому моменту радиогенный аргон. Подсчет крупности проводили по 100 и более индивидуальным кристаллам. Среднеквадратичная ошибка всех подсчетов варьировала в небольших пределах и составляла обычно 10–12%.

Нами была оценена возможность использования слюд и амфиболов для развитых здесь представлений. Как видно из формулы (2), принципиально не

важно, какой геометрией пользоваться в каждом конкретном случае. Время метаморфического воздействия получается только по экспериментальным данным: возрасту и размеру. Однако подстановка в коэффициент диффузии энергии активации позволяет предположить, что слюды и амфиболы, обладая большой энергией активации (порядка 50–60 ккал/моль), не могут быть использованы так широко, как пироксены. При слабом тепловом воздействии, уже вызывающем потерю аргона плагиоклазом, но не вызывающем значительных изменений самой породы, пластинки слюды и кристаллы амфиболов должны иметь настолько малые размеры, что практически невозможно встретить их в метаморфических и изверженных породах. При более сильных тепловых воздействиях, когда возможно ожидать потерю аргона при обычных размерах кристаллов вследствие большой величины энергии активации, наклон прямой, описываемой уравнением (2), будет настолько велик, а интервал крупности настолько мал, что практически вероятность попадания в него будет равна нулю. Поэтому слюды и амфиболы в этом случае будут вести себя подобно логической системе "да – нет": или метаморфическое событие не вызовет никакой потери, или весь накопленный к моменту этого события аргон будет потерян.

Возвращаясь к результатам, полученным по плагиоклазам и пироксенам, мы должны отметить, что точности проведенных построений недостаточно для разграничения двух дат (1920 и 2350 млн.лет), характеризующих габбро-нориты (так же, как и значения 300 и 550 млн.лет во вмещающих породах). Однако здесь принципиально важным является то обстоятельство, что в термической истории рассматриваемых объектов намечаются два подъема температуры после рубежа в 3,5 млрд.лет: в беломорскую эпоху около 2,0 млрд.лет назад и в период платформенного развития 300–550 млн.лет назад. В свете этого получается непротиворечивая картина.

1. Внедрение основных интрузий в вулканогенно-осадочную толщу произошло приблизительно 3,5 млрд.лет назад.

2. В беломорскую эпоху 2,0 млрд.лет назад появился мощный прогрессивный метасоматический процесс, захвативший в основном более проницаемые мелкозернистые вмещающие породы. Крупнозернистые тела габбро-норитов претерпели плагиогранитизацию только в отдельных нарушенных зонах. Сохранившийся плагиоклаз и гиперстен потеряли аргон в соответствии с законом обратной пропорциональной зависимости от крупности кристаллов.

3. Небольшое повышение температуры в платформенный период 300–550 млн.лет назад вызвало подобную потерю радиогенного аргона мелкозернистыми полевыми шпатами вмещающих пород.

В известных работах С. Харта и С.Б. Брандта с сотрудниками рассмотрены примеры занижения возраста под влиянием термического воздействия при контактовом метаморфизме. В данной работе предпринята первая попытка рассмотреть те же явления при региональном метаморфизме. Характерной чертой рассмотренных примеров является независимость эффекта от места взятия. Одни и те же зависимости получаются не только для разных скважин одного и того же участка, но и для месторождения Юбилейное, расположенного от Смородинского участка на расстоянии в несколько сотен километров.

ДАТИРОВАНИЕ ОБРАЗОВАНИЙ НОВЕЙШЕГО МАГМАТИЗМА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Плиоцен-четвертичный магматизм Кавказа характеризует позднеорогенную стадию развития главнейших структурно-формационных зон альпийской складчатой области. Состав и характер магматических проявлений обнаруживают определенную зависимость от типа структурных зон, их истории развития. Это проявляется в связи кислого магматизма преимущественно с выступами доальпийского фундамента, а основного — со структурами, развившимися из альпийских эвгеосинклинальных прогибов.

Плиоцен-четвертичный отрезок времени представляет собой лишь наиболее поздний этап проявления орогенного магматизма, который не начинается одновременно в структурных зонах и определяется временем замыкания и инверсии геосинклинали.

Для структурных зон Большого Кавказа типичен разрыв во времени между позднеорогенным (N_2-Q) и, собственно, геосинклинальным ($I-Cr$) магматизмом.

Новейший магматизм Большого Кавказа (по представлениям одного из авторов работы) представлен следующими интрузивными и вулканическими формациями: 1) гранодиорит-гранитовой малых глубин, 2) липаритовой, 3) андезитовой.

Для характеристики (в том числе возрастной) позднеорогенного магматизма рассмотрим региональные проявления конкретных формаций, связанных с развитием определенного типа структурных зон.

Структурно-формационная зона Центрального Кавказа включает центральный сегмент мегантиклинория Большого Кавказа, представляющий выступ наиболее древних кристаллических образований, относимых условно к байкальскому циклу и прорванных герцинскими гранитоидами.

Зона Центрального Кавказа в герцинское время развивалась как позитивная (геоантиклинальная область), ограниченная с севера эвгеосинклиналью Лабино-Малкинской зоны, а в альпийское время — как срединный массив второго рода, который сохранил тенденцию устойчивого поднятия, избежавшего значительных опусканий и переработки.

Новейший магматизм Центрального Кавказа характеризуется проявлением активного кислого вулканизма трещинного типа. Это — липаритовая формация Верхне-Чегемского нагорья. Ее образование было, по-видимому, синхронным проявлением липаритовой формации Нижне-Чегемского нагорья Лабино-Малкинской зоны. По геологическим представлениям в составе липаритовой формации выделяются три комплекса, различающиеся по условиям залегания и времени формирования.

Близко во времени и частично синхронно с вулканической липаритовой формацией наблюдается развитие гранодиорит-гранитовой формации малых глубин. Она локализуется в полосе разломов, ограничивающих срединный массив с севера (тырныауский липарит-гранитовый комплекс), а также приурочена к разломам, опоясывающим наложенные грабен-синклинальные юрские депрессии (Сангутидонский массив). Целая серия мелких массивов связана с поперечными (оперяющими) разломами и прослеживается далеко в центральные части (Укю, Мижирги). Наиболее характерна связь гранодиорит-гранитовой формации с полосой Главного кавказского надвига, ограничивающего срединный массив с юга от эвгеосинклинали южного склона (Абхазо-Рача-Кахетинская структурно-формационная зона). Здесь известны массивы гор Цурунгал, Кароби и другие, которые по составу относятся к теплинскому дацит-гранодиоритовому комплексу. Собственно, теплинская группа массивов локализуется уже в пределах структурной зоны южного склона в непосредственной близости от выступа срединного массива Центрального Кавказа.

В составе гранодиорит-гранитовой формации малых глубин, представленной тырнаузским липарит-гранитовым и теплинским дацит-гранодиоритовым комплексом, выделяется в качестве субформации комплекс трахилипаритов Пятигорья, приуроченный, как и липаритовая формация Нижне-Чегемского нагорья, к периферии Лабинно-Малкинской зоны, где он связан с крупными разломами, отделяющими миогеосинклинальную зону от Скифской плиты Русской платформы и позднеальпийского Терско-Каспийского передового прогиба.

К наиболее поздним проявлениям магматизма Большого Кавказа относится формирование андезитовой формации. Это - образование вулканических комплексов Эльбруса (Центральный Кавказ, три комплекса), Казбека (Абхазо-Рача-Кохетинская зона, четыре комплекса), Кельского нагорья (Абхазо-Рача-Кохетинская зона, пять комплексов).

Для определения возраста новейших (плиоцен-четвертичных) магматических образований Большого Кавказа использованы геологические, палеомагнитные и радиологические данные.

Геологические возрастные данные представляют собой как непосредственно наблюдаемые взаимоотношения датированных пород, так и результат корреляционного анализа (по составу) вулканических образований с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными отложениями.

Палеомагнитный анализ изверженных горных пород основывается на использовании склонения и наклона среднего вектора естественной остаточной намагниченности. Для датирования новейших (плиоцен-четвертичных) магматических образований Большого Кавказа применен метод анализа инверсий палеомагнитного поля и сопоставление его с магнитостратиграфической шкалой [7].

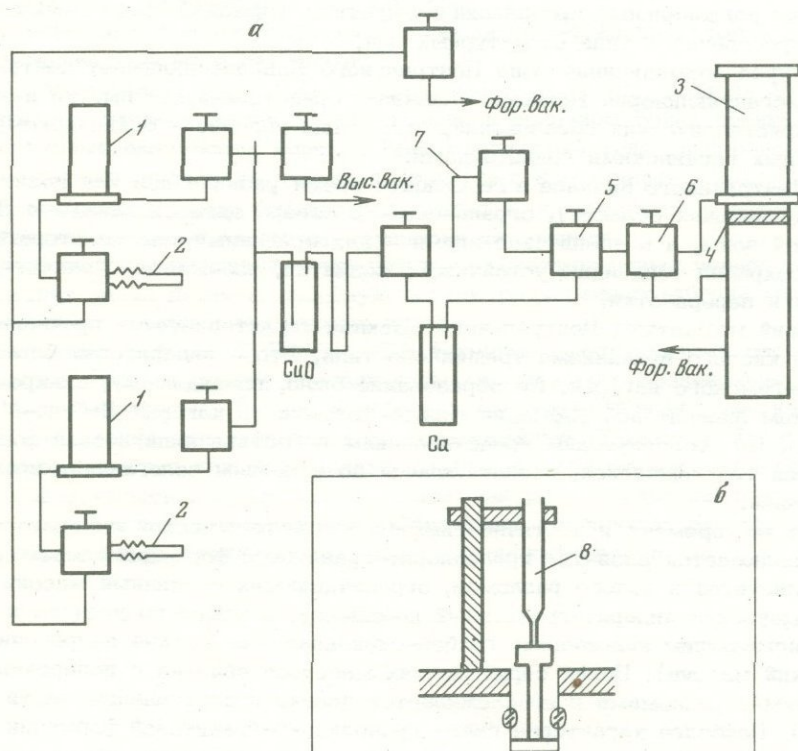


Рис. 1. Схема установки для измерения малых количеств аргона (а) и схема плавления (б)

1 - реактор для плавления образцов; 2 - ампула с "трассером" (Ar³⁸); 3 - камера масс-спектрометра MS-10; 4 - перегородка; 5 - вентиль напуска аргона; 6 - вентиль откачки; 7 - активированный уголь; 8 - прямоканальные ампулы из тугоплавкого металла для плавления проб

Рис. 2. Определение ошибки при анализе $Ar_{рад}$

Для получения радиологических данных использовался К-Аг метод датирования.

Содержание калия определяли методом фотометрии пламени на приборе "Цейс" (ГДР). Точность определения 1-3%.

Содержание радиогенного аргона ($Ar_{рад}^{40}$) определяли по методу изотопного разбавления моноизотопом A^{38} . Изотопные отношения определяли на масс-спектрометре MS-10, жестко соединенном с установкой для выделения аргона. Чувствительность прибора - $2 \cdot 10^{-5}$ А/тор.

Установка представляет цельнометаллическую прогреваемую систему, включающую в себя реактор для плавления проб, систему очистки (CuO , Ca , уголь, U-образную ловушку), устройство для ввода трассера (рис. 1). Плавление проб осуществляется в прямонакальных ампулах из тугоплавких материалов: Nb, Ta [6]. "Холостой" опыт установки составляет $\sim 5 \cdot 10^{-8}$ см³ Аг. Параметры установки позволяют проводить измерения 10^{-8} см³ радиогенного аргона с ошибкой, не превышающей 50%.

Основная погрешность при определении содержания радиогенного аргона связана с наличием воздушного аргона, причем наибольшую опасность представляет воздушный аргон, захваченный породой при застывании и не удаляющийся при прогреве образца. Зависимость ошибки определения $Ar_{рад}^{40}$ от содержания $Ar_{возд}$ иллюстрирует рис. 2.

Полученные данные приведены в таблице. При определении возраста пород предпочтение отдавалось мономинеральным фракциям, выделенным из вулканогенных пород. При этом мы столкнулись с некоторыми явлениями, которые сильно осложнили однозначную интерпретацию результатов, а именно:

1) наличие в минералах аномального "избыточного" аргона;

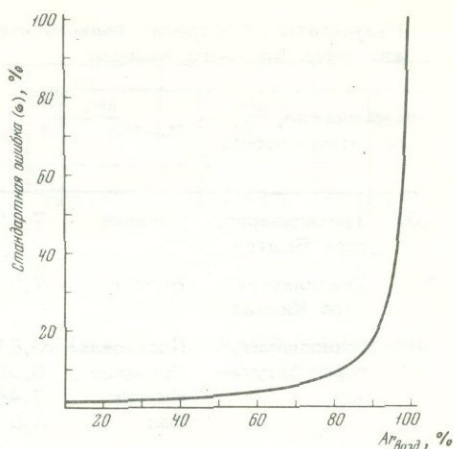
2) потери радиогенного аргона в результате прогрева вулканогенных пород продуктами последующих излияний.

Присутствие "избыточного" аргона может быть объяснено различными причинами: наличием реликтового материала, захватом магматических газов решеткой минерала, перераспределением радиогенного аргона в минералах при наложенных процессах.

Указанные явления привели к расхождению возрастов, полученных по минеральным фракциям анализируемых пород. Следует подчеркнуть, что эти расхождения не результат аналитической ошибки, а следствие происшедших событий.

Нам не удалось установить единого критерия для отбраковки результатов, так как наблюдаются различные отношения между возрастными минералами (см. таблицу). В одних случаях возраст по биотиту больше, чем по калиевому полевоому шпату, в других - наоборот. Возраст по плагноклазу иногда совпадает с возрастом других минералов, иногда - меньше. Для получения дополнительной информации мы проделали измерения по валу, но они еще более усложнили картину. В одном случае возраст вала совпал с возрастом биотита, в другом - с возрастом калиевого полевого шпата.

В тех случаях, когда расхождение лежит в пределах аналитической ошибки, следует с большей степенью вероятности считать такие минералы разновозрастными. В других случаях следует привлекать прочие методы: геологические, палеомагнитные, лабораторные (изучение аргонограмм, применение метода Ar^{40}/Ar^{39} и др.). При рассмотрении возрастов формаций эти выводы будут рассмотрены конкретно применительно к каждому образцу. Следует, однако, еще раз отметить, что применение К-Аг датирования к минералам исследуемо-



Результаты определения радиологического возраста неоген-четвертичных магматических пород Большого Кавказа

| Номер пробы | Порода, место отбора | Минерал | К, % | $\frac{Ar^{40}}{Ar^{40}_{общ}}$ | $\frac{Ar^{40}}{рад}$ | $\frac{Ar^{40}}{рад}$ | T, млн.лет |
|-------------|---|----------------|------|---------------------------------|-----------------------|-----------------------|------------|
| | | | | | нг/г | K ⁴⁰ | |
| 132 | Трахилепарит, гора Бештау | Санидин | 7,79 | 0,62 | 4,38 | 0,000463 | 8,3±0,5 |
| 136 | Трахилепарит, гора Кинжад | Биотит | 7,50 | 0,35 | 4,58 | 0,000500 | 8,9±0,5 |
| 84 | Гранодиорит, гора Сангутидон | Плагиоклаз | 0,81 | 0,09 | 0,14 | 0,00014 | 2,5±0,5 |
| | | Ортоклаз | 9,06 | 0,43 | 3,72 | 0,000336 | 6,0±0,5 |
| | | Биотит | 7,46 | 0,20 | 2,07 | 0,000228 | 4,1±0,05 |
| | | Вал | 2,54 | 0,10 | 0,75 | 0,000242 | 4,3 |
| 220 | Дацит, гора Сангутидон | Плагиоклаз | 1,13 | 0,37 | 0,55 | 0,00040 | 7,1 |
| | | Биотит | 6,46 | 0,86 | 38,4 | 0,00486 | 85,0 |
| 415 | Липарит, гора Кыргык | Плагиоклаз | 0,83 | 0,05 | 0,056 | 0,00056 | 1,0±0,2 |
| | | Санидин | 8,89 | 0,45 | 1,08 | 0,000100 | 1,75±0,15 |
| | | Биотит | 7,39 | 0,20 | 1,27 | 0,000142 | 2,5±0,2 |
| | | Вал | 3,46 | 0,23 | 0,39 | 0,000092 | 1,65±0,25 |
| 332 | Серые липариты низов толщи северо-восточной части Верхне-Чечемского нагорья | Плагиоклаз | 0,85 | 0,10 | 0,14 | 0,000134 | 2,4±0,5 |
| | | Санидин | 9,02 | 0,21 | 2,39 | 0,000218 | 3,9±0,4 |
| | | Биотит | 7,50 | 0,25 | 1,5 | 0,000165 | 2,95±0,3 |
| | | Основная масса | 3,06 | 0,37 | 0,92 | 0,000246 | 4,4±1,0 |
| 309 | Серые липариты низов толщи юго-западной части Верхне-Чечемского нагорья | Плагиоклаз | 1,37 | 0,055 | 0,39 | 0,000230 | 4,1±1,0 |
| | | Санидин | 9,25 | 0,70 | 3,78 | 0,000286 | 5,1±0,5 |
| 601 | Липарито-дацит, ледник Ирик-Чат, Эльбрус (I комплекс) | Плагиоклаз | 1,97 | 0,18 | 0,9 | 0,000376 | 6,7±0,5 |
| | | Биотит | 6,02 | 0,52 | 2,45 | 0,000392 | 7,0 |
| 401 | Липарито-дацит, Улукан, Эльбрус (I комплекс) | Плагиоклаз | 0,71 | 0,02 | 0,016 | 0,00034 | 0,6±0,3 |
| | | Биотит | 7,06 | 0,10 | 0,695 | 0,000081 | 1,45±0,3 |
| 413 | Андезито-дацит, Азау, Эльбрус (II комплекс) | Плагиоклаз | 0,86 | 0,024 | 0,022 | 0,000021 | 0,4±0,2 |
| 431 | Дацит, Мнадон, Казбек (I комплекс) | " | 0,55 | 0,20 | 0,585 | 0,00082 | 15,0±1,5 |
| 431а | Андезито-дацит, Мнадон, Казбек (I комплекс) | " | 0,40 | 0,15 | 0,13 | 0,00268 | 4,8±0,5 |
| 432 | Андезит, Мнадон, Казбек (II комплекс) | " | 0,40 | 0,11 | 0,085 | 0,000172 | 3,1±0,5 |
| 4376 | Дацит, ледник Мнадон, Казбек (III комплекс) | Плагиоклаз | 0,49 | 0,00 | 0,000 | 0,00000 | 0,5 |

Таблица (окончание)

| Номер пробы | Порода, место отбора | Минерал | К, % | $\frac{Ar^{40}_{рад}}{Ar^{40}_{общ}}$ | $\frac{Ar^{40}_{рад}}{из/з}$ | $\frac{Ar^{40}_{рад}}{K^{40}}$ | T, млн. лет |
|-------------|---|------------|-------|---------------------------------------|------------------------------|--------------------------------|-------------|
| | | | | | | | |
| 443 | Андезито-дацит, Малое Непискало, Кельское нагорье (I комплекс) | Плагиоклаз | 0,44 | 0,24 | 0,075 | 0,000139 | 5,6±0,5 |
| 442 | Андезито-дацит, Кельское нагорье (I комплекс) | " | 0,40 | 0,016 | 0,012 | 0,000025 | 0,45±0,25 |
| 448 | Андезит, Кельское нагорье (II комплекс) | " | 0,39 | 0,005 | 0,008 | 0,000016 | 0,3±0,3 |
| 445 | Липарито-дацит, Большое Непискало, Кельское нагорье (IV комплекс) | " | 0,457 | 0,018 | 0,015 | 0,000026 | 0,47±0,25 |
| | | Стекло | 1,24 | 0,02 | 0,03 | 0,000020 | 0,4±0,2 |
| | | Биотит | 6,77 | 0,74 | 11,1 | 0,00134 | 24,0 |
| 445а | То же | " | 7,00 | 0,60 | 9,95 | 0,00121 | 22,0 |
| 439 | Андезито-дацит, Верхний Хоржар, Кельское нагорье (V комплекс) | Плагиоклаз | 0,24 | 0,00 | 0,000 | 0,000000 | 0,5 |

го региона наталкивается на ряд трудностей. Расходящиеся значения возраста и в ряде случаев очевидное завышение возраста свидетельствуют о сложном характере образования изучаемых минералов и требуют дальнейшего радиологического изучения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализируемый материал и результаты измерений показаны в таблице. Рассмотрим отдельно данные по каждой формации.

Гранодиорит-гранитовая формация. Представлена породами близкого состава, но различных фаций глубинности. Критерием объединения их в единую формацию служит тесная взаимосвязь, которая устанавливается по общности минерального состава, особенностям петрохимии, геохимии и петрофизических характеристик. Некоторые особенности состава и структуры пород формации свидетельствуют о сходных условиях формирования массивов, относящихся к разным комплексам.

Важным обстоятельством, на которое следует обратить внимание, является то, что, как правило, проявления позднеорогенного интрузивного магматизма не сопряжены пространственно с районами активного вулканизма, хотя в какой-то части оказываются синхронными с последним.

Взгляды авторов отличаются от представлений А.М. Борсука, который выделяет плиоцен-антропогенную сложную субплатформенную гранитоидную вулканоплутоническую формацию, развивавшуюся в узком временном интервале 0,5-4,5 млн. лет [3].

Определения К-Аг возраста пород, выполненные в разные годы, характеризуются большим разбросом цифр. Полученные нами данные по ряду массивов требуют объяснения.

Возраст трихилипаритов Пятигорья, полученный по биотиту и калиевому полево-шпату (обр. № 132, 136, см. таблицу), практически совпадает и указывает на время формирования массивов Бештау и Кинжада. Эти данные совпадают с возрастом, полученным другими авторами для тех же объектов [1].

Для гранитоидов массива Сангутидон (обр. № 84) по разным минеральным фракциям получены различные значения возраста. Практическое совпадение возраста по биотиту и валу позволяет предположить для образования массива Сангутидон значение 4,1–4,3 млн. лет. По другим массивам теплинского комплекса (Цурунгал, Кароби) другими авторами были получены по биотитам аналогичные значения возрастов. В этом случае приходится предполагать захват избыточного аргона полевошпатовой фракцией. Занижение возраста плагиоклаза можно объяснить либо потерей Ar^{40} при прогреве, либо привнесом калия.

Аномально высокие значения возраста показали дациты из штока, прорывающего гранодиориты Сангутидона (обр. № 220). Без сомнения, здесь наблюдается явление захвата (окклюдирования) Ar^{40} биотитом и плагиоклазом. Подобный процесс находит геологическое объяснение, поскольку образцы отобраны из зоны брекчий лога Бурстаранта, генезис которых связывают с газовой-взрывным процессом типа "трубок взрыва". О существовании мощного газового потока свидетельствует также характерная ассоциация пневматолит-гидротермальных минералов (турмалин), содержащих летучие компоненты. Реальный возраст дацитов должен быть заведомо меньше, чем гранодиоритов.

Рассмотрение палеомагнитных данных по лакколлитам Пятигорья и Сангутидону ($A_{cp}^{\circ} = 175^{\circ}$, $I_{cp}^{\circ} = -64^{\circ}$; $A_{cp}^{\circ} = 200^{\circ}$, $I_{cp}^{\circ} = -64^{\circ}$ соответственно) в сочетании с возрастными данными свидетельствует о формировании этих объектов в раннем плиоцене в сезон обратной полярности Гильберта.

Кыргыкский лакколлит (обр. № 415), сложенный липаритами и относимый нами к образованиям гранодиорит-гранитовой формации малых глубин, характеризуется значениями возраста от 1 до 2,5 млн. лет. Наиболее вероятным следует считать цифру 2,5 млн. лет по биотиту. Это не противоречит плиоценовому возрасту, устанавливаемому по геологическим данным [4], с одной стороны, и палеомагнитным характеристикам вектора ($A^{\circ} = 4^{\circ}$, $I_{cp}^{\circ} = +57^{\circ}$), которые отвечают сезону прямой полярности Гаусса – с другой. Занижение возраста по плагиоклазу, сангидину и валу связано, по-видимому, с последующей термической историей лакколита.

Липаритовая формация. Один из крупнейших районов проявления липаритовой формации находится в верхнем течении Чегема, на северном краю поднятия срединного массива, на границе последнего с Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, разделяющей структуры Центрального Кавказа и Лабино-Малкинской зоны.

Определяющим фактором в формировании вулканического нагорья явилась система глубинных субмеридиональных и субширотных разломов, по которым изливался на поверхность кислый расплав липаритового состава. В сравнительно короткий промежуток времени сформировалась мощная (более 2 км) вулканическая толща, сложенная в подавляющей массе липаритами, липарито-дацитами и ограниченно развитыми андезито-дацитами. На основании геологических данных формирование вулканической толщи рассматривается как непрерывный процесс. Состав расплава последовательно менялся во времени в сторону более основного.

При установлении возраста липаритовой формации Верхне-Чегемского нагорья общепринятым является сопоставление ее с липаритами Нижне-Чегемского нагорья, для которых достаточно определенно установленной нижней границей является ранний плиоцен.

В строении Нижне-Чегемского нагорья принимают участие три комплекса. Древнейший из них представлен липаритовыми лавами, туфолавами и игнимбри-тами водоразделов, перекрывающими конгломераты мезотис-понта. Второй комплекс представлен продуктами обвалов со склонов древних долин и последующего переротложения и накопления в руслах рек и подпрудных озер. В его составе

присутствуют и липариты "комплекса водоразделов". Третий комплекс сложен аллювиальными и делювиальными отложениями пестрого состава с прослоями туфов дацитового и андезито-дацитового составов. Вулканические продукты третьего комплекса, учитывая их состав, вероятнее всего, связаны с извержениями Эльбруса.

Нами были выполнены определения возраста по минералам из двух образцов (№ 309 и 332, см. таблицу), которые показали существенное расхождение. Исследованные породы — это наиболее ранние продукты вулканической деятельности и геологически представляются разновозрастными. Однако обр. № 309 характеризует липариты, залегающие в непосредственной близости от подводящих вулканических каналов, вдоль которых поступали из глубин вместе с расплавом и магматогенные газы и в том числе, вероятно, аргон. По-видимому, этим и следует объяснить наличие "избыточного" аргона в минералах-вкрапленниках (плаггиоклаз и санидин), хотя экспериментальных работ, подтверждающих подобный природный процесс, пока практически нет.

Хотя минералы из обр. № 332 характеризуются разбросом цифр возраста, данные по биотиту и плаггиоклазу представляются достоверными. Подобные же цифры были получены другими авторами по биотиту и калишпату — 2,5–3,0 млн. лет [2].

Изучение естественной остаточной намагниченности показало, что все породы Верхне-Чегемского нагорья характеризуются прямой магнитной полярностью и близкими значениями параметров вектора ($A_{cp}^0 = 14, 16, 17, 20$; $I_{cp}^0 = 53, 56, 58, 62^0$), что подтверждает кратковременность формирования вулканической толщи.

Прямой полярностью и близкими значениями вектора остаточной намагниченности характеризуются липариты "комплекса водоразделов" Нижне-Чегемского нагорья, для которых получено: $A^0 = 21, 25^0$; $I^0 = 59, 62^0$ (данные В.В. Кочегуры). Ранее нами были получены A_{cp}^0 значения абсолютного возраста пород Нижне-Чегемского нагорья: $2,1 \pm 0,4$ и $(2,6-2,8) \pm 0,4$ млн. лет.

Таким образом, сходимость возрастных и палеомагнитных данных по двум районам развития липаритовой формации в совокупности с геологическими данными подтверждает синхронность проявления магматизма и образование формации в интервале конца среднего плиоцена и начала позднего плиоцена в сезон прямой полярности Гаусса (2,43–3,35 млн. лет).

Андезитовая формация. В истории формирования андезитовой формации в каждом из районов ее проявления можно выделить несколько фаз вулканической деятельности, каждая из которых характеризуется определенным составом лав, типом извержения и рядом других особенностей. Этим фазам отвечают комплексы вулканических пород.

Установление возраста комплексов геологическими методами затруднено и возможно лишь в некоторых случаях при использовании корреляции по составу пород комплексов с пеплом из фаунистически охарактеризованных отложений. Так, для второго комплекса Эльбруса можно достаточно обоснованно провести корреляцию его вулканических продуктов с пепловыми туфами района г. Нальчика. Туфы по составу обломков фенокристаллов являются полными аналогами образований второго комплекса Эльбруса. Туфы Нальчикского района находятся в первичном залегании среди отложений, сформированных в плейстоцене [5].

Корреляция между составами пород Казбека и вулканогенными горизонтами свиты Рухс-Дзуар позволяет определить время формирования первого и второго комплексов как раннеашеронское. Все вулканические комплексы андезитовой формации характеризуются прямой магнитной полярностью и слабой дифференцированностью параметров вектора I_n . Это указывает на формирование андезитовой формации в сезон прямой магнитной полярности Брюнеса (0–0,7 млн. лет).

Радиологические данные по андезитовой формации (см. таблицу) требуют объяснения. Более древние (относительно предполагаемых) значения возраста получены для некоторых образцов нижних комплексов во всех районах. Это можно объяснить наличием ксенолитового материала, который должен быть особенно обилен в первых излияниях. По-видимому, и более кислый состав первых комп-

лексов вызван этой же причиной. В более поздних фазах вулканизма расплав поднимался по каналу, который не мог вызвать контаминации. Следующие порции расплава дают истинный возраст. Однако следует учитывать, что при молодом возрасте и соответственно малом содержании радиогенного аргона ошибка измерений сравнительно велика. Поэтому расчленять комплексы с помощью К-Аг датирования трудно, хотя в ряде случаев устанавливается последовательность возрастов.

В целом полученные данные свидетельствуют об образовании вулканических комплексов андезитовой формации в интервале от позднего плиоцена — раннего плейстоцена до голоцена.

Полученные данные по новейшему магматизму дают возможность построить предварительную схему корреляции магматических пород Большого Кавказа (рис. 3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелянц М.М., Борсук А.М. Опыт калий-аргонового датирования миоцен-антропогенных магматических пород на примере Большого Кавказа. — Труды XIV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций при ОНЗ АН СССР. "Наука", 1969.
2. Борсук А.М., Аракелянц М.М. Новейшая гранитоидная вулканоплутоническая формация Большого Кавказа по данным калий-аргонового датирования. — Докл. АН СССР, 1968, 182, № 5.
3. Борсук А.М., Аракелянц М.М., Шанин Л.Л. Этапы кайнозойского гранитоидного магматизма и молибденового рудогенеза на Северном Кавказе по геологическим и радиологическим данным (Тезисы докладов XVIII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций). "Наука", 1971.
4. Милановский Е.Е. Плиоценовый лакколит в бассейне р. Кыртык. — Вестник МГУ, геол., 1957, № 3.
5. Ренгартен В.П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. — Труды ВГРО, 1938, вып. 148.
6. Bieri R.H., Dynon J.D., Roide M. A high temperature ultra vacuum furnace for gas extraction from geologic samples. — Earth. and Planetary Sci. Letters, 1966, 1, N 6.
7. Cox A. Geomagnetic reversals. — Science, 1969, 163, N 3864.

ВОЗРАСТ ШАЛЬВА-ЛАЧИНСКОГО ИНТРУЗИВА (по данным калий-аргонового метода)

Шальва-Лачинский гранитоидный интрузив, объединяющий ряд массивов, является одним из наиболее крупных в юго-восточной части Малого Кавказа. Он обнажается вдоль оси Лачинского антиклинория, входящего в Мисхано-Кафанскую структурно-формационную зону, и приурочен к Башлыбельскому глубинному разлому северо-западного простирания [6].

Определение абсолютного возраста данного интрузива имеет важное практическое значение, так как в его ореоле широко развиты различные фазии мезо-кайнозоя, являющиеся объектами поисков важнейших полезных ископаемых, в том числе радиоактивных.

В различных аспектах Шальва-Лачинский интрузив исследовался К.Н. Паффенгольцем, А.Н. Соловкиным [4], М.А. Кашкаем [3], Э.Ш. Шихалибейли [6], Р.Н. Абдуллаевым, Ш.А. Азизбековым [1], А.С. Гейдаровым и Р.А. Мартиросяном [2], С.М. Сулеймановым, С.А. Бекташи и С.А. Кязимовым [5].

Следует отметить, что мнение большинства из них в вопросах геологического положения, морфологии, состава и особенно возраста интрузива были тождественны. По их данным, Шальва-Лачинский интрузив — линейно-вытянутое монофазное и полифациальное тело, представленное на поверхности несколькими изолированными телами. Послесреднеэоценовый возраст гранитоидов данного массива ни у кого из исследователей не вызывал сомнения, несмотря на то, что сильно вытянутое тело интрузива на всем своем протяжении приурочено к осевой части Лачинского антиклинория, сложенного в сводовой части среднеюрскими вулканитами. Названные исследователи свои суждения о послесреднеэоценовом возрасте аргументировали тем, что небольшие интрузивные тела на северо-западном продолжении Шальва-Лачинского массива, в районе между селами Шальва и Зоркешиш, прорывают отложения сеномана, а в районе г. Кешиштапа секут отложения среднего эоцена и перекрываются верхнеэоценовыми образованиями. Кроме того, в качестве дополнительного аргумента Шальва-Лачинский интрузив сопоставлялся с относительно мелкими выходами гранитоидов, выступающими к северо-востоку и юго-западу от Лачинского антиклинория — в пределах Сарыбабинского и Гочасского синклиналиев, в геологическом строении которых принимают участие меловые осадочно-вулканогенные образования, прорванные гранитоидами.

Исследования последних лет, проведенные авторами в пределах Лачинского антиклинория, позволили установить ряд факторов, в значительной мере изменяющих наше представление о данном интрузиве по ряду вопросов.

1. Выделяемый в единый комплекс Шальва-Лачинский интрузив в действительности представляет собой изолированные группы интрузивных тел, отличающиеся как по геологическому положению, так и по морфологическим особенностям и составу. С юго-востока на северо-запад нами выделяются следующие самостоятельные массивы: Бюлюльюзский (главный массив), Кешиштапинский и Шальвинский.

2. Главный массив площадью более 60 км² представляет собой единый непрерывный линейно-вытянутый плутон, приуроченный к глубинному разлому северо-западного простирания, и прослеживается от верховьев урочища Яглыдара на юго-востоке в северо-западном направлении на 26 км, при ширине от 1 до 3 км. На данном отрезке этот массив прорывает отложения бата и приурочен к ядру Лачинского антиклинория. Контакты с вмещающими породами крутые, достигают 80–85°. В северо-западном направлении интрузив огра-

ничивается поперечным разломом северо-восточного простирания, который ограничивает, собственно, Лачинский антиклинорий от небольшой мульды, сложенной палеогеновыми образованиями.

Как установлено нами, формирование указанного интрузива происходило в две фазы магматической деятельности — габброидную и плагиогранитовую. Породы первой фазы крайне ограниченно развиты и обнажаются главным образом в северо-западной части в виде небольших выходов среди плагиогранитов. Часты их ксенолиты (до 1 м) в породах второй фазы. По составу породы первой фазы соответствуют габбро, габбро-диоритам, диоритам. Породы второй фазы представлены главным образом плагиогранитами, дающими в ограниченных размерах фациальные переходы в кварцевые диориты и граниты. Изучение петрографического и химического составов показало, что породы, слагающие данный массив, характеризуются крайне низким содержанием щелочей.

Определение абсолютного возраста пород указанного массива калий-аргоновым методом по представительным образцам гранитоидов показало для него средний возраст 156 млн. лет (19 определений), что соответствует границе средней и верхней юры.

3. Кешиштапинский массив площадью около 2 км² слагает вершину и юго-восточный склон одноименной горы и представляет собой изолированный выход, определенный от основного массива перемычкой палеогеновых пород. Интрузив прорывает среднеэоценовые отложения и перекрывается верхнеэоценовыми.

Согласно структурным и морфологическим особенностям, это интрузивное тело формировалось в близповерхностных условиях. Состав его повсеместно однообразный и представлен кварц-диорит-сиенитом. Структура порфировая, монцитовая, микропегматитовая. Отличительная черта состава данного интрузива — высокое содержание щелочей.

Определение абсолютного возраста Кешиштапинского массива калий-аргоновым методом показало (среднее по четырем определениям) значение 45 млн. лет, что соответствует границе среднего и верхнего эоцена.

4. Шальвинский массив (около 1 км²), обнажающийся между селами Шальва и Зоркешиш, представляет собой пластовое (силлообразное) тело, прорывающее отложения сеномана. Характеризуется крупнопорфировой структурой, обусловленной выделением индивидов плагиоклаза, роговой обманки, редко биотита. Состав однообразный и приближается к гранодиорит-порфирам с относительно повышенной щелочностью. Следует подчеркнуть, что аналогичные пластовые тела довольно широко развиты в пределах Гочасского синклиория, в особенности вдоль зоны его сопряжения с Лачинским антиклинорием, где они повсеместно секут отложения альба, сеномана и турона-коньяка. Их средний возраст (по пяти определениям) составил 78 млн. лет, что соответствует верхнему мелу.

Таким образом, исходя из особенностей условий залегания, морфологии, состава, структуры и данных абсолютного возраста интрузивов, выделяемых ранними исследователями в едином комплексе Шальва-Лачинского интрузива, можно говорить о трех совершенно самостоятельных разновозрастных интрузивах, что хорошо увязывается с их геологическим положением. Причину их различия, по-видимому, следует искать в связи с приуроченностью их к древнему среднеюрскому разлому глубокого заложения (Башлыбельскому), северо-западного простирания, который периодически оживал и при определенных условиях служил проницаемой трещинной структурой, способствующей внедрению магмы из различных структурных этажей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А. Металлогения Азербайджана. Изд-во АН Аз.ССР, 1962.
2. Гейларов А.С., Мартиросян Р.А. К петрохимии Шальва-Лачинского гранитоидного интрузива (Малый Кавказ). - В сб.: Исследования в области неорганической и физической химии. Изд-во АН Аз.ССР, 1971.
3. Кашкай М.А. Интрузивные породы Азербайджана и их возрастные соотношения. - В сб.: Труды V сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1958.
4. Соловкин А.Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджана. Баку, 1939.
5. Сулейманов С.М., Бекташи С.А., Кязимов С.А. Петролого-геохимические особенности Шальва-Лачинского плутона Малого Кавказа. - Ученые записки АГУ, серия геол.-геогр. наук, 1972, № 6.
6. Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. I, II. Изд-во АН Аз.ССР, 1964, 1966.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ДОМОЛАССОВОГО ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУРИНСКОЙ МЕЖГОРНОЙ ВПАДИНЫ

В современной структуре Азербайджана Кури́нская межгорная впадина представляет одну из крупных структурно-фациальных зон территории республики и расположена между мегаантиклинориями Большого и Малого Кавказа. Центральная часть Кури́нской впадины по геофизическим данным характеризуется неглубоким залеганием консолидированной коры и на картах аномалии силы тяжести в редукции Буге отмечается в виде максимума второго порядка, известного в литературе под названием Кюрдмир-Саатлинского. Здесь по сравнению с другими частями впадины, в тектоническом отношении представляющей крупную наложенную депрессию на опущенном блоке раннеальпийского Закавказского срединного массива, мезо-кайнозойские отложения залегают на большой глубине. Последние, по данным сейсморазведки, под покровом неоген-четвертичных молассовых образований, почти не затронутых дислокацией, образуют весьма пологие брахиформенные структуры, соответствующие зачастую локальным максимумам силы тяжести третьего порядка.

Вопрос о глубинном строении погребенных структур Кури́нской межгорной впадины, составе и возрасте слагающих их геологических образований до последних трех-четырёх лет решался косвенными данными, т.е. на основании результатов геофизических исследований (гравиметрии, магнитометрии, сейсморазведки, ГСЗ и т.д.). Однако залегание мезозойских образований на отдельных участках впадины и в первую очередь в ее центральной части на доступной бурению глубине служило основанием для заложения разведочных скважин в пределах погребенных структур с задачей вскрытия в разрезе карбонатных отложений и выявления в них залежей нефти и газа.

В настоящее время в центральной части Кури́нской впадины, которая территориально строго не ограничивается пределами Кюрдмир-Саатлинского максимума и охватывает прилегающие к нему районы и в том числе левобережье р. Куры (Зардоб-Мурадханлинская зона), разведочные работы ведутся с 1968 г. на шести площадях, из которых на двух (Мурадханлы и Джарлы) сосредоточен большой объем бурения. Результаты бурения увенчались успехом пока лишь на одной площади (Мурадханлы), где коллекторами для скопления нефти промышленного значения оказались не карбонатные породы, как предполагалось геологами, а пористо-трещиноватые вулканогенные образования. Залечь нефти расположена на эродированной поверхности вулканогенной толщи, перекрытой глинистыми отложениями майкопской серии. Здесь скважины работают с дебитом нефти в среднем 50-60 т в сутки.

В рассматриваемой части Кури́нской впадины скважинами под различными стратиграфическими единицами кайнозоя (от эоцена до сармата включительно) на разных глубинах (от 2880-2950 до 3500-4100 м) вскрыты непосредственно в одних случаях вулканогенные образования (Мурадханлы, Караджаллы, Зардоб), в других - карбонатные (Джарлы, Сорсор, Саатлы). Возраст последних по макроостаткам и региональным сопоставлениям датируется как кампан-маастрихтский. Однако в районах распространения карбонатных отложений при дальнейшем углублении скважин были вскрыты разрезы, резко отличающиеся друг от друга по стратиграфическому уровню залегания вулканогенных образований. Так, на площади Саатлы эти образования встречены скважиной непосредственно под карбонатной толщей, а на площади Джарлы - гораздо ниже. Здесь карбонатная толща мощностью до 570 м непосредственно подстилается пачкой чередования аргиллитов, глин и песчаников с при-

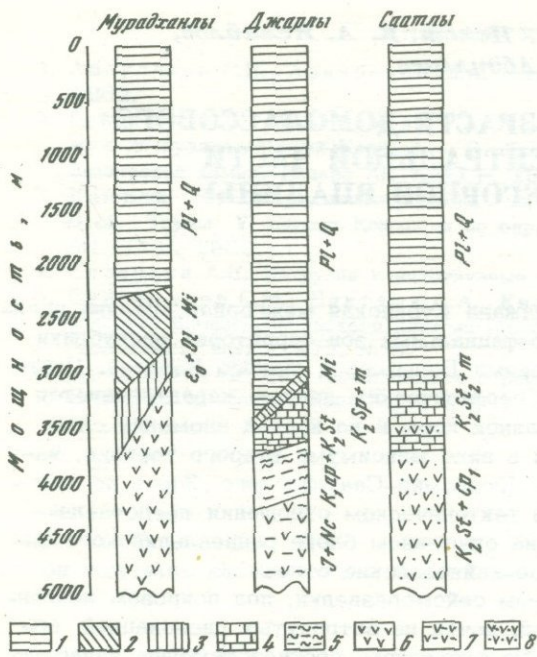
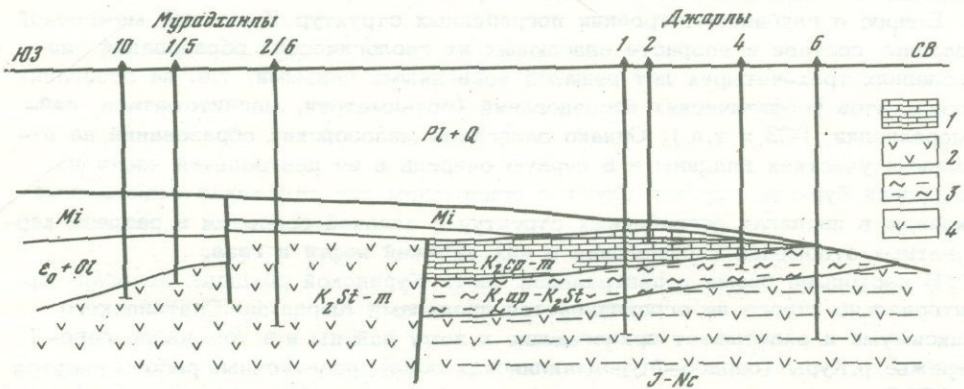


Рис. 1. Сводные разрезы
 1 - песчано-глинистые отложения; 2 - глинистые отложения с редкими прослоями мергелей и известняков; 3 - глинистые отложения; 4 - известняки, мергели, доломиты; 5 - глины, песчаники и аргиллиты; 6 - вулканогенные образования; 7-8 - вулканогенно-осадочные образования

Рис. 2. Геологический профиль
 1 - известняки; 2 - вулканогенные образования; 3 - глины, песчаники и аргиллиты; 4 - вулканогенно-осадочные образования



месью туфа, датируется как алт нижесантонский. Ниже этой пачки, начиная с глубины порядка 3800-4100 м, следуют вулканогенно-осадочные и затем вулканогенные образования, содержащие фауну неоком-юрского возраста. Подобный разрез вскрыт скважиной также на соседней площади Сорсор. Различие в стратиграфическом уровне приуроченности вулканогенных образований в разрезе на разных площадях проиллюстрировано на рис. 1.

Вулканогенные образования на площадях Джарлы и Сорсор по составу, строению и стратиграфическому положению в разрезе отличаются от таковых, вскрытых скважинами как непосредственно под третичными молассовыми образованиями на площади Мурадханлы, так и под карбонатной толщей на площади Саатлы. Ни в одной из этих площадей скважинами не достигнута подошва вулканогенных образований, хотя в отдельных случаях вскрытая мощность их составляет около 2000 м (Мурадханлы).

Таким образом, в центральной части Куринской впадины на разных площадях вулканогенные толщи залегают в различных интервалах мезозойского разреза. Их возрастное соотношение, тектонические условия залегания и т.д. по геологическим построениям не вполне ясны, что видно на рис. 2.

Между тем выяснение вопроса возрастного соотношения вулканогенных толщ имеет важное значение не только для решения геологических задач, но и в

связи с поисками залежей нефти и газа в центральной части Куринской впадины, а также с бурением в будущем скважины на площади Саатлы до глубины 15 км.

Исследование кернового материала из скв. 3, 5, 6 Мурадхалинской площади и скв. 1 Джарлы показало, что преобладающими породами в разрезах вулканогенных толщ этих скважин являются андезитовые порфириты, биотитовые андезитовые порфириты, биотитовые трахиандезиты, андезито-базальтовые порфириты, редко базальтовые порфириты и сопровождающие их породы вулканокластической фации. Породы из разрезов скважин за редкими исключениями свежие и оказались пригодными для возрастной датировки.

Определению аргонного возраста подвергались биотитовые трахиандезиты, биотитовые андезитовые порфириты и андезито-базальтовые порфириты.

Биотитовые трахиандезиты по внешнему виду представляют собой буровато-серую порфиловую породу, на фоне мелкозернистой основной массы которой выделяются вкрапленники биотита, полевого шпата и темноцветного минерала. Под микроскопом порода имеет порфиловую структуру с микролит-пилотакситовой и микрофельзитовой структурами основной массы. Вкрапленники плагиоклаза, биотита, роговой обманки по объему составляют 30-35% объема породы и представлены свежими идиоморфными кристаллами андезина № 35-40, биотита, редко роговой обманки и еще реже моноклинного пироксена. Плагиоклаз имеет зональное строение, биотит слабо опоцитизирован. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, изометрическими зернами калиевого полевого шпата, кварца, магнетита. В породе встречается также апатит.

Биотитовые андезитовые порфириты отличаются от трахиандезитов отсутствием в их составе калиевого полевого шпата и, наоборот, и присутствием в небольшом количестве вкрапленников биотита.

Андезито-базальтовые порфириты макроскопически представляют темно-серую, почти черную порфиловую породу с вкрапленниками полевого шпата и темноцветного минерала. Под микроскопом вкрапленники представлены крупными идиоморфными кристаллами лабрадора (№ 53-60) и моноклинного пироксена. Кристаллы лабрадора свежие, часто имеют зональное строение, лишь изредка кальцитизированы. Моноклинный пироксен, который частично хлоритизирован, встречается в виде крупных идиоморфных кристаллов и по оптическим данным принадлежит авгиту. Микроструктура основной массы интерсертальная, микролит-пилотакситовая и сложена микролитами плагиоклаза, изометрическими зернами моноклинного пироксена, магнетита, редко калиевого полевого шпата, хлорита и вулканического стекла.

Изучение (по валовым пробам) калий-аргоновым методом образцов эффузивных пород, полученных из керна скв. 3, 5, 6 площади Мурадханлы, дает две возрастные группы цифр со средним значением 94 ± 2 и 75 ± 1 млн. лет (см. таблицу). Цифра 75 ± 1 млн. лет характеризует верхнюю часть вулканогенной толщи мощностью около 150 м, представленной преимущественно трахиандезитами и вскрытой в скв. 5 и 6, а цифра 94 ± 2 млн. лет получена для пород, слагающих нижнюю, наиболее мощную часть вулканогенной толщи, сложенной породами андезитового и андезито-базальтового составов.

Цифры 94 ± 2 и 75 ± 1 млн. лет показывают, что в позднемеловое время в пределах Кюрдамир-Саатлинского максимума с перерывами в сеноман-туронской и маастрихтской (?) эпохах активизировалась вулканическая деятельность, в результате чего формировалась вулканогенная толща мощностью 2000 м.

В разрезе скв. 1 Джарлинской площади ниже апт-сантонских песчано-глинистых отложений вскрыты сперва вулканогенно-осадочные, затем вулканогенные образования мощностью 800 м.

Представительными образцами, для которых определены абсолютные возрасты, являются андезитовые порфириты и биотитовые порфириты.

Андезитовые порфириты по внешнему виду представляют серую, темно-серую порфиловую породу с вкрапленниками плагиоклаза и темноцветного минерала. Под микроскопом структура порфиловая и вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и роговой обманкой. Вкраплен-

Калий-аргоновое датирование образцов эффузивных пород

| Номер п/п | Номер скважины (интервал, м) | Площадь | Порода | K, % | Ag ⁴⁰ рад нг/г | Ag ⁴⁰ /K ⁴⁰ 10 ⁻³ | Возраст, млн. лет** |
|-----------|------------------------------|--------------------|------------------------------|------|---------------------------|--|---------------------|
| 1 | 3(3789-3792) | Площадь Мурадханлы | Биотитовый трахиандезиты | 4,2 | 21,2 | 4,13 | 75 |
| 2 | 6(3070-3074) | То же | То же | 5,67 | 28,8 | 4,15 | 75 |
| 3 | 6(3070-3074) | " | " | 5,67 | 28,8 | 4,15 | 75 |
| 4 | 6(3120-3124) | " | " | 5,07 | 25,9 | 4,2 | 76 |
| 5 | 6(3120-3124) | " | " | 5,07 | 25,9 | 4,2 | 76 |
| 6 | 6(3178-3182) | " | Андезитовый порфирит | 3,31 | 21,6 | 5,27 | 95 |
| 7 | 6(3178-3182) | " | То же | 3,31 | 21,5 | 5,25 | 95 |
| 8 | 6(4759-4764) | " | Андезит-базальтовый порфирит | 1,67 | 10,07 | 5,3 | 95 |
| 9 | 3(3050-3053) | " | То же | 1,85 | 11,6 | 5,15 | 93 |
| 10 | 3(3400-3404) | " | Андезитовый порфирит | 2,83 | 18,7 | 5,4 | 96 |
| 11 | 3(3446-3450) | " | Андезит-базальтовый порфирит | 1,68 | 10,05 | 5,15 | 93 |
| 12 | 1(4263-4269) | Площадь Джарлы | То же | 1,45 | 11,9 | 6,72 | 118 |
| 13 | 1(4263-4269) | " | " | 1,45 | 11,9 | 6,72 | 118 |
| 14 | 1(4670-4672) | То же | Андезитовый порфирит | 2,0 | 17,75 | 7,3 | 127 |

* Даны средние величины. Ошибка составляет 2% при содержании K 3%, 3-4% - при содержании K ниже 3%.

** При вычислении возраста использованы $\lambda_k = 0,57 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹ и $\lambda_\beta = 4,75 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹.

ники плагиоклаза, представленные сдвойникованным, нередко зонального строения андезином, в целом свежие; встречаются также серицитизированные и кальцитизированные разности. Вкрапленники моноклинного пироксена, имеющие идиоморфное очертание и представленные авгитом, частично хлоритизированы.

Микроструктура основной массы пилотакситовая, гиалоплитовая, сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами моноклинного пироксена, магнетита, хлорита, вулканического стекла.

Диоритовые порфиры характеризуются полнокристаллически порфировой структурой с крупными порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Редко встречаются также мелкие вкрапленники авгита. Количество вкрапленников составляет 60% объема породы. Из этого количества более половины представлены роговой обманкой, крупные кристаллы которой содержат пойкилитовые включения призматической формы кристаллов плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза представлены андезином (№ 38-43) и часто имеют зональное строение, однако встречаются также их альбитизированные и серицитизированные разности. Основная масса имеет тонкозернистую фельзитовую структуру и сложена кварц-полевошпатовым агрегатом.

Абсолютный возраст андезитового порфира, определенный из интервала глубины 4263-4269 м, равен 118 млн. лет, а возраст породы, определенный из интервала 4670-4672 м, составляет 127 млн. лет (см. таблицу), что соответствует неокомской эпохе. Однако, учитывая частичную метаморфизацию породы, связанную с гидротермальными процессами, ведущими к

потере радиогенного аргона, полученные цифры со средним значением 127 млн. лет надо считать минимальными. Поэтому мы допускаем более древний (позднеюрский) возраст андезитовых порфиритов, что в целом не противоречит палеонтологическим определениям макроостатков в этой толще (Джарлы, Сорсор). Понижение возраста пород из интервала 4263-4269 м (118 млн. лет) по сравнению с возрастом пород из интервала 4670-4672 м (127 млн. лет) связано, по-видимому, не со стратиграфическим положением первых, а с их фациальной особенностью. Судя по составу (диоритовые порфириты) и структуре (полнокристаллически - порфировая); порода с интервала 4263-4269 м относится к породам субвулканической фации более позднего внедрения.

Приведенные цифры абсолютного возраста, полученные из кернового материала глубоких скважин, пробуренных в Мурадханлинской и Джарлинской структурах, показывают, что в центральной части Куринской впадины в меловое время вулканическая активность проявлялась в неокме, сеноман-туроне и маастрихте.

Таким образом, в геосинклинальном этапе развития альпийского цикла Куринская межгорная впадина представляла прогиб, составляющий северную часть Закавказской мезозойской геосинклинали, в пределах которого происходила интенсивная вулканическая активность.

Сходства разреза мезозоя (мела) Малого Кавказа (Антикавказ) и Куринской впадины, коррелируемые по возрасту, фации и составу слагающих их пород, позволяют рассматривать их как единую структурно-формационную зону.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РУДНЫХ РАЙОНОВ ДАГЕСТАНА

Исследованиями последних лет доказана перспективность Горного Дагестана в рудоносном отношении. В Южном Дагестане выявлено медное месторождение Кизил-дере; ведутся работы на поиски новых месторождений меди, свинца, цинка и в ряде других районах Центрального Дагестана. Поэтому определения абсолютного возраста изверженных пород Дагестана, с которыми генетически связаны многочисленные проявления медных, полиметаллических, серноколчеданных руд и возраст которых до настоящего времени фактически не ясен, представляют практический интерес. В свою очередь успешное проведение геологоразведочных работ в значительной степени будет зависеть от знания возраста формирования этих месторождений, от выяснения условий их формирования и связи их с определенными тектоно-магматическими циклами.

Изучением изверженных пород в разные годы занимались многие исследователи [1-6]. Ими установлено, что выходы магматических пород в Дагестане приурочены к зоне развития нижне- и среднеюрских отложений.

Горный Дагестан располагается в центральной части мегантиклинория Большого Кавказа, в строении которого принимают участие образования юрского и мелового возраста. Северное крыло, ядро и южное крыло отделены друг от друга крупными конседиментационными разломами и представляют собой обособленные тектонические зоны, в глубинном строении которых намечается существенное различие.

Тектоническая зона северного крыла отделена от ядра Пуйским, Предкейдинским, Сагадино-Уруджским и Ялакским разрывами. В ее разрезе преобладают песчанистые породы; магматические образования практически отсутствуют.

Ядро мегантиклинория характеризуется широким развитием различных типов магматических пород, тяготеющих к разрывным нарушениям и, в первую очередь, к Главному Кавказскому разлому.

Размещение магматических пород в Горном Дагестане контролируется Главным Кавказским разломом. На севере от него зафиксированы породы всех магматических комплексов (плинсбахского, позднеюрского, позднеааленского и послееааленского), к югу — только позднеааленского.

Несмотря на то что подавляющее число магматических тел приурочено к разрывам общекавказского простирания, не исключено, что в размещении узлов концентрации магматизма играет роль и сочетание разломов поперечного направления, которые в большинстве выделяются по косвенным признакам.

Магматические породы на территории Дагестана располагаются в виде двух так называемых диабазовых поясов, названных Л.А. Варданянцем Казбекским и Кахетинским. Казбекский диабазовый пояс протягивается от Мамисонского перевала через горы Тепли и Казбек к верховьям р. Ассы и затем через горы Тебулос-Мта и Диклос-Мта в Дагестане, где он морфологически совпадает с Боковым хребтом, второй протягивается вдоль Главного Кавказского хребта от истоков р. Иורי до района с. Куруш.

Среди магматических пород Дагестана выделяется ряд тесно связанных между собой ассоциаций эффузивных и субэффузивных пород, которые рассматриваются как магматические комплексы в понимании Г.Д. Афанасьева [7]. По морфологическим особенностям среди них выделяются три основные магматические фации: эффузивная, силловая, субэффузивная, дайковая и жильная [6].

Покровы эффузивов преобладают в верховьях рек Динди-чай и Коледж; к юго-востоку от этого участка они прослеживаются на расстоянии 6 км, а к северо-западу прерывистая полоса их выходов наблюдается на южных склонах горы Динди-даг на водоразделе Даки-чай - Тала-чай, в истоках рек Тухи-чай и Большой Бадак. Мощность покровов колеблется до десятков метров, достигающая в истоках р. Коледж 200 м. Типичной породой покровов являются шаровые лавы, свидетельствующие о подводном проявлении вулканизма, а отсутствие туфов среди эффузивов как ааленского, так и тоарского возраста указывает на трещинный характер излияний. Состав, структура и минералогические особенности шаровых ааленских лав идентичны таковым тоарских покровов: первые отличаются лишь несколько большей спилитизацией. Шары, эллипсоиды и подушечные блоки покровов имеют концентрически зональное строение.

Осадочные породы, подстилающие эффузивы, обычно в большей или меньшей степени окремнены (окварцованы), реже карбонатизированы. Кровля покровов вторичных изменений не обнаруживает.

Силловая субэффузивная фация распространена шире эффузивов и представлена преимущественно диабазами (до габбро). Силлы располагаются непосредственно к югу от Главного Кавказского разлома, на участке от р. Галагатхет на юго-востоке до р. Чамрадере на северо-западе. Наиболее крупные из них известны под названиями Галагатхетской, Муранидеринской, Ахвай-Хурайской, Дадианской, Хач-хачской, Коледжской, Диндигалской, двух Даккичайских, Гудурдагской интрузивных залежей, мощность которых изменяется от единиц до 180 м (Ахвай-Хурайская). Силлы значительной мощности (10-14 м) зональны. Их внешние зоны (4-7 м) сложены диабазами, а внутренние - габбро-диабазы. У контакта диабазы имеют зоны закалки (ороговикования). В придонных частях обособляются линзы оливковых диабазов, пикрито-диабазов и пикритов, что, по-видимому, объясняется гравитационно-кристаллизационной дифференциацией расплава [6]. Аналогичные породы описывал М.А. Кашкай [8] для прилегающих районов южного склона Главного Кавказского хребта. Во внутренней, габбро-диабазовой, зоне Ахвай-Хурайской, реже Диндидагской интрузивных залежей отмечаются неправильной формы обособления монзонит-диабазов М.К. Русановым [2], Г.Г. Буниным [4], Н.Т. Романовым [5]. Они описывались как сиенит-диориты или монзониты. По петрографическому и химическому составам эти породы ближе стоят к габбро-диабазам, чем к монзонитам.

Габбро-диабазы внутренних зон интрузивных залежей представляют собой серые средне- и крупнозернистые породы с габбро-диабазовой, участками габбро-пойкиллоофитовой структурой. Сложены они обогащенным железом, моноклинным пироксеном и диопсид-авгитом, авгитом и титан-авгитом, а также плагиоклазом (андезит-лабрадор, лабрадор, изредка битовнит), реже оливином и ромбическим пироксеном.

Монзонит, диабазы, образующие обособления в габбро-диабазовых центральных зон Ахвай-Хурайской и Диндидагской интрузивных залежей, состоят из олигоклаза (20-40%), андезина (35-50%), микроклина (10-50%), моноклинного пироксена (10-35%), диопсид-авгита и аксессуарных минералов (1,5-4%).

Контактовое воздействие интрузивных залежей на вмещающие аргиллиты, выраженное в ороговиковании, осветлении и уплотнении последних, находится в прямой зависимости от мощности залежей и даек. Мощность измененных зон меняется от нескольких сантиметров до 12-15 м.

Дайки, развитые в бассейне р. Ахты-чай, как простые, так и сложные, выполнены кварцевыми диабазами и гранит-порфирами.

Исследованию подвергались полевошпатовая и пироксен-роговообманковая фракции, а также валовые пробы.

Абсолютный возраст магматических пород Дагестана определяли калий-аргоновым методом. Калий определяли методом фотометрии пламени, а радио-генный аргон - методом изотопного разбавления [9].

Результаты определения абсолютного возраста магматических пород Дагестана

| Номер п/п | Номер образца | Место взятия образца | Название породы | Исследуемая фракция | К, % | $\frac{Ar^{40}}{nm^3/g}$ | $\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$ | T, млн. лет |
|-----------|---------------|--|--|---------------------|-------|--------------------------|--------------------------|-------------|
| 1 | 951 | Ахвай-Хурайская интрузия | Монцонит-диабазы | Светлая | 3,30 | 0,0071 | 0,0032 | 56,7+10 |
| 2 | 953 | Там же | " | " | 2,90 | 0,0060 | 0,00302 | 54+12 |
| 3 | 954 | " | " | Темноцветная | 1,20 | 0,0030 | 0,0037 | 65+3 |
| 4 | " | " | " | Светлая | 3,60 | 0,0110 | 0,0045 | 80+10 |
| 5 | 746-С | " | Габбро-диабаз | " | 1,60 | 0,003 | 0,0028 | 50+9 |
| 6 | " | " | " | Темноцветная | 0,40 | 0,0015 | 0,0055 | 97,5+8 |
| 7 | 852-Д | Бассейн р.Джурмут, верховья р.Баркадухар | Аплит | Светлая | 0,40 | 0,0009 | 0,0033 | 58+8 |
| 8 | " | Там же | " | Темноцветная | 0,24 | 0,0009 | 0,0055 | 96+9 |
| 9 | 936 | Диндидагская интрузия | Монцонит-диабаз | Светлая | 0,56 | 0,0007 | 0,0043 | 76+10 |
| 10 | 944 | Там же | Габбро | " | 1,32 | 0,008 | 0,0089 | 153+11 |
| 11 | 547-А | Бассейн р. Ахтычай | Гранит-порфир | " | 1,20 | 0,003 | 0,0037 | 65+7 |
| 12 | 908 | Р.Ахтычай, против устья р.Кизел-Дере | Андезит | Валовая | 2,40 | 0,014 | 0,0086 | 148+10 |
| 13 | 910 | Р.Ахтычай, против устья р.Кизел-Дере | Андезит | Валовая | 1,60 | 0,0083 | 0,0076 | 132+10 |
| 14 | 914 | Р.Аттагай, правый приток Самура | Диабаз | Светлая | 0,24 | 0,0007 | 0,0043 | 76+5 |
| 15 | 51-1 | Там же | Сланец | " | 2,560 | 0,0087 | 0,0049 | 86+10 |
| 16 | 51-2 | " | Роговик у контакта с диабазовой дайкой | " | 3,047 | 0,0127 | 0,0061 | 107+7 |
| 17 | 51-3 | " | Диабаз из центра дайки | " | 0,282 | 0,00144 | 0,0075 | 130+6 |
| 18 | 51-4 | Левый берег р.Ахтычай, в 100 м на юго-восток от устья р.Галагатхет (сложная дайка) | Диабаз у контакта с гранит-порфиром | " | 0,195 | 0,0008 | 0,0060 | 105+10 |
| 19 | 51-5 | Там же | Гранит-порфир на контакте с диабазом | Валовая | 0,708 | 0,0035 | 0,0073 | 127,1+11 |
| 20 | 51-6 | " | То же в центре дайки | " | 0,792 | 0,0043 | 0,0080 | 138+9 |
| 21 | 51-7 | " | То же на контакте со второй диабазовой дайкой | " | 0,850 | 0,0036 | 0,0062 | 108+6 |
| 22 | 51-8 | " | Диабаз на контакте с гранит-порфиром | " | 0,196 | 0,0011 | 0,0082 | 142+9 |
| 23 | 51-9 | " | То же в центре дайки | " | 0,191 | 0,00102 | 0,0078 | 136+9 |
| 24 | 51-10 | " | То же у контакта с второй дайкой гранит-порфира | " | 0,109 | 0,0004 | 0,0054 | 95+10 |
| 25 | 51-11 | " | Гранит-порфир на контакте с второй диабазовой дайкой | " | 0,792 | 0,0045 | 0,0083 | 141+7 |
| 26 | 51-12 | " | Гранит-порфир, лежащий бок сложной дайки | " | 0,796 | 0,0041 | 0,0073 | 132+8 |
| 27 | 57-2 | Левый берег р.Огалматхет, в 100 м от устья (простая дайка) | Сланец на контакте с роговиком | " | 2,916 | 0,0109 | 0,0055 | 97+12 |
| 28 | 57-3 | Там же | Роговик в центре дайки | " | 1,903 | 0,0106 | 0,0079 | 137+7 |
| 29 | 57-5 | " | Диабаз в центре дайки | " | 0,206 | 0,0009 | 0,0063 | 110+9 |
| 30 | 47-7 | " | Роговик на контакте с диабазом | " | 0,934 | 0,0047 | 0,0074 | 129+8 |
| 31 | 57-8 | " | Сланец на контакте с роговиком | " | 2,477 | 0,0107 | 0,0063 | 110+10 |

$\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$. В обр. № 1-14 аргон измерен по 2 раза, в обр. № 14-31 - по 3 раза. Калий во всех образцах измерен по 2 раза.

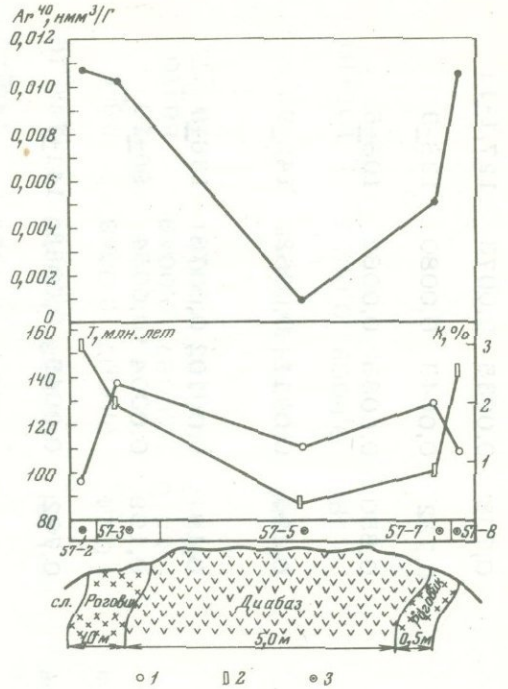
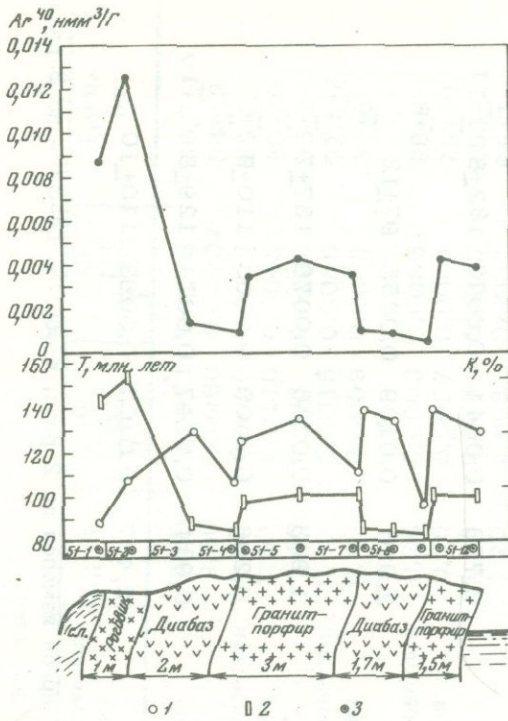


Рис. 1. Диаграмма распределения величин содержания К и Аг и цифр возраста в сложной дайке

1 - содержание радиогенного аргона; 2 - содержание калия; 3 - возраст

Рис. 2. Диаграмма распределения величин содержания К и Аг и цифр возраста в диабазовой дайке

1 - содержание радиогенного аргона; 2 - содержание калия; 3 - возраст

Результаты измерения приведены в таблице и на рис. 1, 2-3. Первые 12 цифр возраста заимствованы из работы Г.Г. Бунина [4].

Несмотря на то что мы пока имеем малое количество измерений абсолютного возраста магматических пород Дагестана, полученные цифры позволяют сделать ряд предварительных выводов и прежде всего о том, что магматические породы Дагестана не являются одновозрастными.

Судя по результатам измерений, формирование габбро-диабазов и монцит-диабазов Ахвай-Хурайской интрузивной залежи и некоторых диабазовых даек бассейна р. Атта-гай происходило в конце верхнего мела - начале палеогена, т.е. в период развития альпийской складчатости (80-40 млн. лет).

По Диндидагской интрузивной залежи измерено всего два образца, представленных монцит-диабазом, причем измерялась их светлая составляющая. Полу-

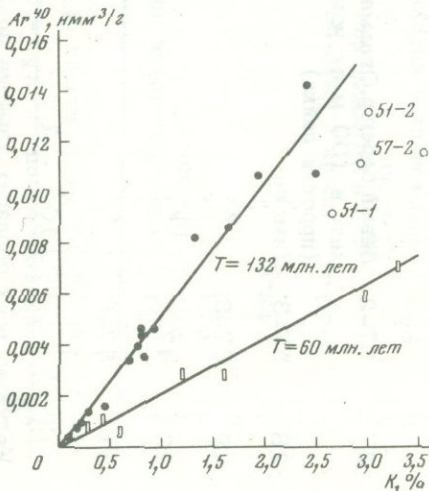


Рис. 3. К-Аг изохрона магматических пород Дагестана. Обозначения те же, что на рис. 1 и 2

ченные цифры возраста 75,8 млн. лет для монцонит-диабазы и 153,3 млн. лет для габбро-диабазы позволяют высказать предположение, что формирование этой залежи происходило в два этапа в киммерийскую и альпийскую эпохи складкообразования.

Сложные дайки бассейна р. Ахты-чай выполнены в центральной части гранит-порфиром, а в периферических частях - диабазом (измерения производились по ступенным образцам). Цифры абсолютного возраста дают основание предположить, что внедрение гранит-порфирового и диабазового расплава происходило в одно и то же время - в период киммерийской эпохи складкообразования (см. таблицу).

Колебания цифр абсолютного возраста диабазов и гранит-порфиров находятся в пределах точности эксперимента.

Одинаковые в пределах погрешности цифры возраста пород сложной дайки позволяют предположить, что внедрение кислого расплава происходило по центральной части еще не остывшего основного расплава.

В контактовой зоне (рис. 1) диабазы и гранит-порфиры дали заниженные значения возраста. Это объясняется, по-видимому, тем, что в этой зоне происходили перераспределение и миграция вещества с потерей определенной части радиогенного аргона. Заниженные цифры возраста (86-107 млн. лет), полученные по вмещающим сланцам и ороговикованной зоне, объясняются, по-видимому, потерей радиогенного аргона, вызванной последующей гидротермальной переработкой ослабленной зоны.

Возраст диабазы из простой дайки (рис. 2) составляет 110 млн. лет. По-видимому, внедрение этой дайки происходило в начале второго альпийского этапа складкообразования.

Цифры возраста (137 и 129 млн. лет), полученные по роговикам всячеге и лежащего боков простой дайки, соответствуют возрасту вмещающей толщи, в то время как вмещающие сланцы дают заниженные значения возраста (97-110 млн. лет). Причиной получения таких цифр является, видимо, предварительная гидротермальная переработка аргиллитов, по нарушению предшествовавшая внедрению дайки. Аргиллиты за пределами дайки подвергались метаморфизму значительно позже.

На рис. 3 мы попытались изобразить полученные цифры возраста калий-аргоновой изохроной. Как видно из рисунка, основная масса данных располагается на двух изохронах (значения 132 и 60 млн. лет). Значения же возрастов образцов (51-2; 51-1), по-видимому, требуют дополнительной проверки.

Таким образом, на основании уже имеющихся предварительных данных по абсолютному возрасту магматических пород Горного Дагестана можно выделить два периода магматической деятельности (в интервале 150-130 и 80-40 млн. лет), совпадающие по времени с киммерийской и альпийской эпохами складчатости.

Некоторые данные позволяют предположить, что магматическая деятельность продолжалась и в период между эпохами складкообразования (диабазы, имеющие возраст 100-110 млн. лет).

Проведение дальнейших работ по определению абсолютного возраста достаточного количества магматических пород Дагестана позволит составить более детальную геохронологическую шкалу и выявить возрастную связь образования рудных полезных ископаемых с отдельными этапами магматической активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рожков Б.Н. Рудоносность верхней части р. Самур в Горном Дагестане (отчет о геолого-поисковых работах в 1927 г.). - Труды ВГРО, 1933, вып. 168.
2. Русанов М.К. Краткий геологический очерк верховьев р. Ахты-чай в Южном Дагестане. - Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1938, вып. 11.
3. Филимонов И.Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. - Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1938, вып. 1.

4. Бунин Г.Г. Краткий очерк геологии и петрографии изверженных пород верхней части р. Самур в Дагестане. - Труды Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР, 1961, 2.
5. Романов Н.Т. Мезозойский магматизм. В кн.: Геология СССР, т. IX. Северный Кавказа, ч. 1. "Недра", 1968.
6. Долгих А.Г., Черницын Б.Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность. - Сов. геология, 1971, № 2.
7. Афанасьев Г.Д. Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. - В кн.: Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. Госгеолтехиздат, 1960.
8. Кашкай М.А. Интрузивные породы Большого Кавказа. - В кн.: Геология Азербайджана. Изд-во АН Аз.ССР, 1962.
9. Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Бартницкий Е.Н. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала, 1960.

ВОЗРАСТ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО ГИССАРА (Центральный Таджикистан)

Южный Гиссар представляет собой область широкого проявления верхнепалеозойского магматизма и эндогенной минерализации. Отличительной чертой его металлогении является широкое развитие минерализации средних (средний – верхний карбон) и поздний (нижняя пермь) этапов развития подвижных зон [5]. На описываемой территории отмечаются пегматитовые, скарновые и грейзеновые оловянно-вольфрамовые месторождения. Из них наибольшее значение имеют скарново-рудные и грейзеновые образования с редкометальным оруденением.

Скарны шеелитовой и шеелит-касситеритовой формаций, приуроченные преимущественно к зоне северного контакта Гиссарского гранитоидного плутона, относятся к Гиссаро-Каратегинской металлогенической зоне [2]. В ее пределах выделяются Майхуринская скарново-редкометальная и скарново-грейзеново-редкометальная группа и Комсомолабальская группа скарново-рудных образований с проявлением шеелитовой минерализации [1]. Оджукская металлогеническая зона объединяет пегматитовые и гидротермальные проявления олова и вольфрама.

Большинство исследователей района [1, 2, 7, 10, 11 и др.] редкометальные месторождения пространственно и генетически связывают с гранитоидами Гиссарского плутона и указывают на длительный период времени их формирования. В геохронологическом отношении они мало изучены [4, 8, 11].

В процессе работ по магматизму, геохимии и металлогении Центрального Таджикистана нами были проведены специальные радиологические исследования на скарновых, грейзеновых и гидротермальных месторождениях олова и вольфрама. Определения возраста были выполнены калий-аргоновым методом в геохронологической лаборатории Института геологии АН Таджикской ССР. Контрольные анализы произведены в ИГЕМ АН СССР, они показали хорошую сходимость результатов. Возраст рассчитывали по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г., $\lambda_k = 0,556 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $K^{40} = 0,000122$ К (по весу).

СКАРНЫ С ВОЛЬФРАМОВОЙ И ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ

Скарны с вольфрамовой и оловянной минерализацией приурочены к контактам карбонатных и сланцевых толщ среднего-верхнего палеозоя со средне-верхнекаменноугольными гранитоидами Гиссарского плутона [3]. Скарновые залежи имеют разнообразную форму (линз, жил, штокверков, гнезд) и образуют пластообразные тела. Мощность их достигает десятков метров, а протяженность – до 500 м и более. Строение большинства скарновых тел зональное: на контакте с гранитоидами располагаются гранатовые скарны, переходящие затем в пироксен-гранатовые, гранат-пироксеновые и пироксеновые разности.

Формирование скарново-рудных месторождений происходило в несколько этапов и в широком интервале температур при участии контактово-реакционных и пневматолит-гидротермальных процессов и завершается образованием кварц-кальцит-хлоритовых жил. Оруденение наложено на скарны и концентрируется чаще всего в лежащем боку скарновых тел и в зонах трещиноватости, секущих скарны. Минеральный состав рудных тел многообразен, особенно в скарновых залежах со сложной тектоникой. Основные компоненты – шеелит,

вольфрамит и касситерит – встречаются в измененных скарнах, кварц-слюдястых, кварц-полевошпатовых и кварц-сульфидных образованиях и в гидротермально измененных вмещающих породах.

Ниже приводятся краткая геологическая и радиологическая характеристика наиболее представительных месторождений шеелит-касситеритовой формации (Майхуринское) и шеелитовой (Канязское).

МАЙХУРИНСКОЕ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Площадь месторождения сложена породами метаморфической известняково-сланцевой толщи нижнего карбона (визейский и намюрский ярусы) и средне-верхнекарбонными (310–320±10 млн.лет) гранитоидами Гиссарского плутона. В известняково-сланцевой толще установлены три пачки мраморов и пачка переслаивающихся мраморов с роговиками.

Гранитоиды широко распространены и залегают в ядре антиклинали, образованной известняково-сланцевой толщей. Среди них отмечаются порфировидные роговообманково-биотитовые гранодиориты – граниты, плагиограниты и аплитовидные граниты. Жильные породы представлены аплитами, пегматитами и лампрофирами. В послемагматическую стадию интрузивные породы подверглись аутометасоматическим преобразованиям и грейзенизации, что обусловлено появлением двуслюдяных, мусковитовых, турмалиновых и турмалин-мусковитовых разностей [6].

Скарново-рудные тела залегают на контакте мраморов с гранодиоритами, наиболее крупными из которых являются Главная и Западная скарновые залежи (рис. 1). Главная залежь имеет пластообразную форму длиной свыше 300 м при средней мощности 20–25 м. Для нее характерно наличие межпластовых апофиз, одной из которых является и Западная залежь. Скарновые тела сложены пироксеновыми, гранат-пироксеновыми, пироксен-гранатовыми и кварц-гранатовыми разностями, скарноидами и околоскарновыми породами. Время формирования скарнов датируется верхним карбоном – 300–312±10 млн. лет (табл. 1).

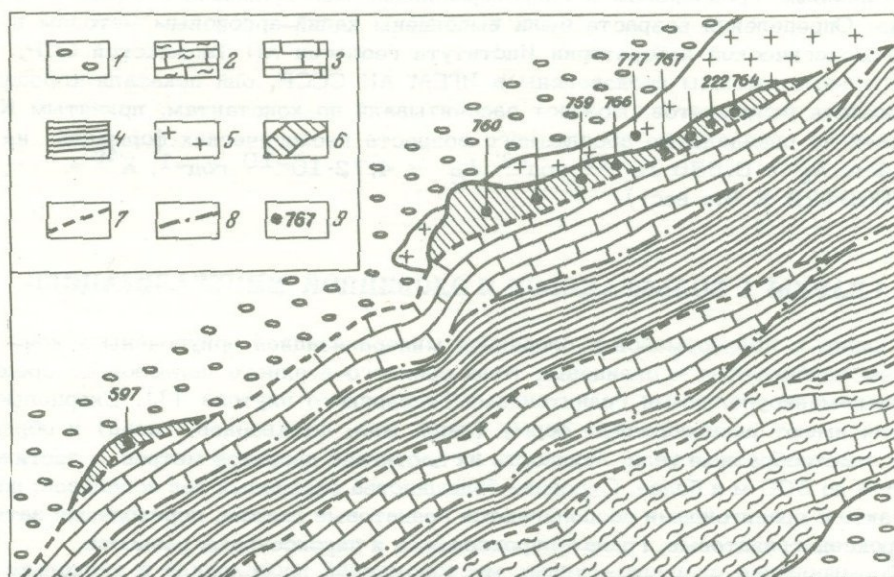


Рис. 1. Схема геологического строения Майхуринского месторождения
1 – четвертичные отложения; 2 – роговики с прослоями мраморов; 3 – мраморизованные известняки; 4 – метаморфизованные сланцы; 5 – гранодиориты, граниты, плагиограниты; 6 – скарновые тела; 7 – предполагаемые границы пород; 8 – тектонические нарушения; 9 – места отбора проб на возраст

Таблица 1

Возраст гранитоидов Гиссарского плутона и метасоматитов Майхуринского оловянно-вольфрамового месторождения

| Номер пробы | Место взятия | Порода | Минерал | K, % | Ag ⁴⁰ , нг/г | Возраст, млн. лет |
|-------------|---------------------------|----------------------------------|----------|-----------|-------------------------|-------------------|
| 786 | Р. Варзоб, сай Кабуты | Гранодиорит | Биотит | 7,18±0,05 | 164±2,4 | 310±10 |
| 787 | Там же | Тоналит | " | 6,67±0,05 | 138±2,1 | 282±9 |
| 1080 | Р. Сиома, сай Найзакба | Гранодиорит | " | 7,18±0,06 | 165±2,5 | 312±10 |
| 1081 | Р. Сиома, сай Арга-Варга | Порфировидный гранит | " | 6,56±0,05 | 153±2,4 | 316±10 |
| 777 | Р. Майхура, верховье | Гранодиорит | " | 6,28±0,06 | 149±2,0 | 320±10 |
| 777-А | Там же | Тоналит | " | 7,28±0,05 | 145±2,2 | 273±9 |
| 785 | " | Грейзенизированный гранит | Мусковит | 8,08±0,07 | 179±9,5 | 300±10 |
| 764 | Главное тело, камера 2 | Кварц-полевошпатовый метасоматит | Флогопит | 7,26±0,05 | 166±2,5 | 310±10 |
| T/P | Там же | Кварц-полевошпатовый метасоматит | " | 8,19±0,08 | 187±5,5 | 308±10 |
| 763 | " | То же | " | 7,73±0,06 | 178±2,7 | 312±10 |
| 766 | Там же, камера 6 | " | " | 7,88±0,06 | 178±2,7 | 306±10 |
| 759 | " камера 7 | " | " | 7,87±0,06 | 180±2,5 | 310±10 |
| 760 | " камера 27 | " | " | 7,44±0,6 | 165±2,5 | 300±10 |
| 222/Б | " камера 2 | Биотизированный гранатовый скарн | Биотит | 7,92±0,07 | 167±2,5 | 288±9 |
| ПР | " камера 9 | Кварц-полевошпатовый метасоматит | Флогопит | 8,75±0,09 | 174±4,5 | 273±9 |
| 579/Б | Западное тело, скв. № 298 | Кварц-полевошпатовый метасоматит | " | 7,09±0,06 | 160±2,4 | 306±10 |

Таблица 2

Возраст щелочных (эссекситовых) лампрофиров Южного Гиссара

| Номер пробы | Место взятия | Порода, минерал | K, % | Ag ⁴⁰ , нг/г | Возраст, млн. лет |
|-------------|---|-----------------|-----------------|-------------------------|-------------------|
| 157/67 | Месторождение Майхура, скв. 185 | Валовая | 1,26 \pm 0,01 | 20,2 \pm 1,0 | 222 \pm 10 |
| 809/68 | Там же, скв. 185, штольня Западная, штрек № 2 | " | 2,50 \pm 0,03 | 44,2 \pm 1,06 | 244 \pm 10 |
| Ш/Р | Там же, рассечка 80 | " | 1,94 \pm 0,02 | 26,8 \pm 1,2 | 193 \pm 9 |
| 957 | Р.Кафирниган, сай Азрек | " | 3,26 \pm 0,06 | 50,9 \pm 1,5 | 217 \pm 10 |
| 957 | Там же | Биотит | 7,54 \pm 0,06 | 139,5 \pm 2,0 | 254 \pm 8 |
| 963 | Р.Сардаи-Миена, низовье | " | 7,69 \pm 0,06 | 137,0 \pm 2,0 | 246 \pm 8 |
| 1204 | Там же | " | 7,36 \pm 0,07 | 136,0 \pm 2,5 | 254 \pm 8 |
| 954 | Р.Сорбо, сай Яфрак | " | 7,68 \pm 0,08 | 135,8 \pm 4,0 | 244 \pm 8 |
| 1179 | Там же | " | 7,61 \pm 0,08 | 141,2 \pm 4,5 | 254 \pm 8 |
| 1196 | Р.Сорбо, среднее течение | " | 7,25 \pm 0,07 | 135,0 \pm 2,5 | 256 \pm 8 |
| 1196-А | Там же | Валовая | 3,44 \pm 0,03 | 50,2 \pm 1,5 | 204 \pm 10 |
| 1215 | Р.Кафирнига, сай Хельмага | " | 1,69 \pm 0,01 | 29,0 \pm 0,8 | 238 \pm 10 |
| 1216 | Там же | " | 2,89 \pm 0,03 | 49,0 \pm 1,5 | 234 \pm 10 |
| 1216-А | " | Биотит | 7,79 \pm 0,07 | 132,9 \pm 4,0 | 236 \pm 8 |

Грейзенизация проявилась в позднем карбоне (300 \pm 10 млн. лет) как в каревых частях вмещающих гранитоидов, так и в сланцах кровли. Околоскарновые породы и эндоскарны (гранатовые и пироксен-гранатовые) на контакте с грейзенизированными породами окварцованы.

Оруденение наложено на скарны в ранней перми (273-288 \pm 9 млн. лет) и контролируется зонами крутопадающих нарушений, пересекающих грейзенизированные гранитоиды, и пологопадающих нарушений, развитых в скарнах и породах кровли. Аналогичные - нижнепермские - значения возраста (273-282 \pm 9 млн. лет) получены по биотитам из гранитоидов, отобранных вблизи рудных тел и претерпевших термальный прогресс.

В связи с возрастом оруденения следует обратить внимание на его соотношение с дайками щелочных лампрофиров. Согласно точке зрения Н.А. Блохиной [6], они пересекают гранитоиды и скарны и их возраст дорудный (так как на контакте со скарнами в них не установлены высокотемпературные изменения и они содержат сульфидное оруденение). В последнее время на месторождении установлены дайки щелочных лампрофиров, которые рассекают пироксен-гранатовые скарны с наложенным оруденением [11]. В дайках встречаются остроугольные и пластинчатой формы ксенолиты рудных скарнов и мраморов с шеелитом и сфалеритом. Калий-аргоновый возраст щелочных (эссекситовых) лампрофиров по валовым пробам колеблется от 193 \pm 9 до 244 \pm 10 млн. лет (табл. 2), причем последнее значение получено по электромагнитной фракции.

Описанные выше щелочные лампрофиры широко распространены на Южном Гиссаре и довольно хорошо изучены в радиологическом отношении. Возраст их по слодам 236-256 \pm 8 млн. лет, что согласно данным современной геохронологической шкалы абсолютного возраста соответствует верхней перми-нижнему триасу. Значения возраста по валовым пробам несколько омоложены по отношению к возрасту биотитов, а в случае геологических определений по электромагнитным фракциям они практически равнозначны (пробы 1216 и 1216-А, 809/68).

КАНЯЗСКОЕ ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

На месторождении Каяз развиты две мощные пачки мраморов верхнего силура, разделенные между собой субсогласным со слоистостью мраморов тектоническим клином кварцит-роговиковых пород нижнего силура. Все эти породы смяты в моноклинальную складку с южным падением, срезанную в северной части гранитоидами Гиссарского плутона (Комсомолабад-Каязский интрузив). Контакт последних с вмещающими породами всегда четкий интрузивный и круто падает под силурийские отложения. Иногда по нему развиваются разрывы с небольшими амплитудами смещения.

Гранитоиды представлены гранодиоритами и гранитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Из жильных дериватов отмечены только маломощные прожилки аплитов и пегматитов. Возраст гранитоидов Комсомолабад-Каязского массива, по данным калий-аргоновых определений, $302-324 \pm 10$ млн. лет (табл. 3), что отвечает концу среднего - началу верхнего карбона.

Скарны размещены на контакте гранитов - гранодиоритов с карбонатными породами и в тектоническом контакте кварцитов с пачками мраморов верхнего силура. Часть из них локализована в виде согласных тел внутри карбонатных и кварцит-роговиковых пород в зоне их контакта с гранитоидами (рис. 2). Скарновые залежи представлены небольшими жилами и линзами или образуют тела неправильной формы. Протяженность их достигает 100 м, а мощность изменяется в широких пределах (от первых десятков сантиметров до 5-10 м). По минеральному составу выделяются волластонитовые, пироксеновые, гранатовые, гранат-пироксеновые, везувиановые и гранат-везувиановые скарны, причем только первые из них безрудные. В скарнах повсеместно присутствуют кварц, кальцит и шеелит. Нередко встречаются слюды (флогопит, мусковит, биотит), флюорит и сульфиды.

Вмещающие породы вокруг скарновых тел подвержены окооскарновым изменениям. Эндоконтактовые фации значительно развиты и нередко их мощ-

Таблица 3

Возраст гранитоидов Комсомолабад-Каязского массива и метасоматитов Каязского месторождения

| Номер пробы | Место взятия | Порода | Минерал | K, % | Ar ⁴⁰ , нг/г | Возраст млн. лет |
|-------------|-------------------------------|---------------------------|----------|-----------------|-------------------------|------------------|
| 1301 | Р.Каяз, верховье | Гранит | Биотит | $7,20 \pm 0,06$ | $160 \pm 2,5$ | 302 ± 10 |
| 1302 | Там же | " | " | $7,30 \pm 0,07$ | $166,1 \pm 4,9$ | 308 ± 10 |
| 1307 | " | Гранодиорит | " | $7,30 \pm 0,07$ | $163,5 \pm 4,8$ | 304 ± 10 |
| 1231 | " среднее течение | Там же | " | $7,54 \pm 0,07$ | $142,8 \pm 5,6$ | 262 ± 9 |
| 1232 | Там же | " | " | $7,27 \pm 0,07$ | $174,9 \pm 5,1$ | 324 ± 10 |
| 1233 | " | " | " | $7,20 \pm 0,06$ | $173,0 \pm 2,5$ | 324 ± 10 |
| 208 | Р.Ханако (Тиргар) | Аплитовидный гранит | " | $6,90 \pm 0,07$ | $157,1 \pm 4,8$ | 308 ± 10 |
| 1228 | Месторождение Каяз, штольня 2 | Грейзенизированный гранит | Мусковит | $8,82 \pm 0,09$ | $192,0 \pm 5,7$ | 295 ± 10 |
| 1219 | Там же | Доломитизированный мрамор | Флогопит | $7,56 \pm 0,07$ | $172,0 \pm 2,5$ | 310 ± 10 |
| 1230 | " | То же | То же | $7,72 \pm 0,07$ | $174,0 \pm 2,5$ | 308 ± 10 |
| 843 | " канава 111 | Гранит-пироксеновый скарн | Биотит | $7,39 \pm 0,07$ | $146,2 \pm 4,3$ | 270 ± 9 |
| 844 | " канава 110 | То же | " | $7,42 \pm 0,07$ | $148,0 \pm 4,5$ | 274 ± 9 |

распространена крайне ограниченно и представляет лишь интерес минералогический. Грейзенизация является одним из важным и характерных послемагматических процессов гранитоидов плутона, с которым связано оловянное и вольфрамовое оруденение.

Оловосодержащие пегматиты приурочены исключительно к порфировидным лейкократовым биотитовым гранитам и залегают почти всегда согласно их горизонтальной отдельности. Мощность пегматитов колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м, достигая иногда нескольких метров, и хорошо выдерживается по простиранию на протяжении нескольких десятков метров. Калий-аргоновое датирование рассматриваемых пегматитов показало, что их возраст верхнекарбонный - $306-310 \pm 10$ млн. лет (табл. 4) - и что они близко синхронны вмещающим гранитам.

Грейзены образуют отдельные жилы и линзы мощностью до 1 м (в раздувах - 2-3 м) и протяженностью в среднем 100-200 м, а также отдельные полосы до 1-3 км мощностью 100-300 м. Обычно они приурочены к тектоническим трещинам, зонам дробления и тектоническим ослабленным зонам повышенной трещиноватости. В пределах зон выделяются участки, сложенные сплошными грейзенами, мощностью 0,2-0,4 м (в раздувах до 1 м). Интенсивно грейзенизированные породы чередуются с блоками почти неизмененных гранитоидов. Наряду со сплошными грейзенами исключительно широко развиты грейзены в виде серии параллельных сближенных прожилков.

По минеральному составу и их парагенетическим ассоциациям, составу вмещающих пород и характеру околорудных изменений выделяются следующие генетические типы: грейзеновый, кварц-полевошпатовый, кварц-касситеритовый, кварц-шеелитовый, кварц-вольфрамит-шеелитовый, кварц-арсенопирит-касситеритовый и хлорит-сульфидно-касситеритовый. Их образование происходило в большом интервале температур (от эпитермальных до гидро-

Таблица 4

Возраст мусковитов из пегматитов и грейзенов Южного Гиссара

| Номер пробы | Место взятия | Порода | K, % | Ar ⁴⁰ , нг/г | Возраст, млн. лет |
|-------------|-----------------------------|---|-----------|-------------------------|-------------------|
| 825 | Р. Варзоб, сей Пугус | Пегматит | 8,90±0,07 | 204±3,2 | 310±10 |
| 504 | Там же, сай Оджук | " | 8,80±0,07 | 200±3,0 | 308±10 |
| 1101-А | Там же, сай Харацгон | " | 8,92±0,07 | 201±3,1 | 306±10 |
| 2026 | Там же, сай Оджук | Мусковитый грейзен | 8,59±0,09 | 199±3,0 | 314±10 |
| 2026-А | Там же | То же | 8,23±0,07 | 189±3,0 | 310±10 |
| 3906 | Р. Кафирниган, сай Семиганч | " | 8,94±0,08 | 198±3,0 | 300±10 |
| 3841 | Р. Варзоб, сай Оджук | " | 7,74±0,06 | 167±2,5 | 294±10 |
| 7347 | Там же | Кварц-касситеритовый грейзен | 9,00±0,07 | 197±3,0 | 296±10 |
| 3872 | " | То же | 8,96±0,09 | 202±3,4 | 306±10 |
| 3873 | " | " | 9,00±0,09 | 206±3,5 | 310±10 |
| 3875 | " | " | 8,80±0,09 | 203±3,5 | 312±10 |
| 1961 | " сай Харангон | Хлорит-сульфидно-касситеритовый грейзен | 8,82±0,07 | 205±3,0 | 316±10 |
| 2290 | Р. Оби-Гарм, сай Севидара | То же | 8,48±0,07 | 187±3,0 | 300±10 |
| 2291 | Там же | " | 8,62±0,07 | 193±3,5 | 304±10 |
| 2299 | Р. Варзоб, сай Оджук | Кварц-шеелитовый грейзен | 8,78±0,08 | 169,3±4,0 | 264±8 |
| 795 | Там же | То же | 8,75±0,09 | 167,5±3,0 | 263±8 |
| 416 | " | " | 8,57±0,07 | 161,5±2,5 | 260±8 |

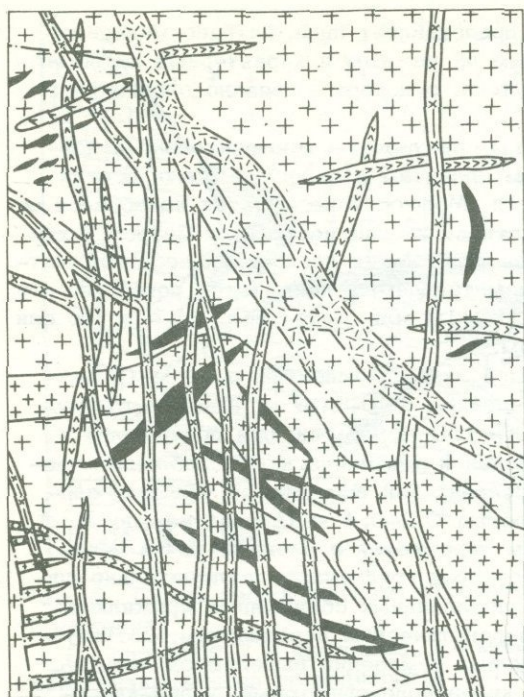


Рис. 3. Схема геологического строения центрального Севидаринского рудопоявления

- 1 - порфировидные гранодиорит-граниты;
- 2 - мелкозернистые граниты;
- 3 - аплиты;
- 4 - диоритовые порфиры;
- 5 - керсантит-спессартиты;
- 6 - гранодиорит-гранит-порфиры;
- 7 - взрывные брекчии мончикитов;
- 8 - рудные тела;
- 9 - тектонические нарушения

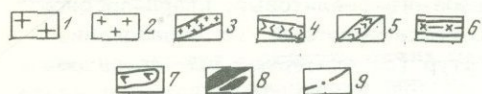
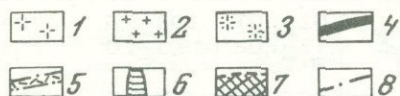
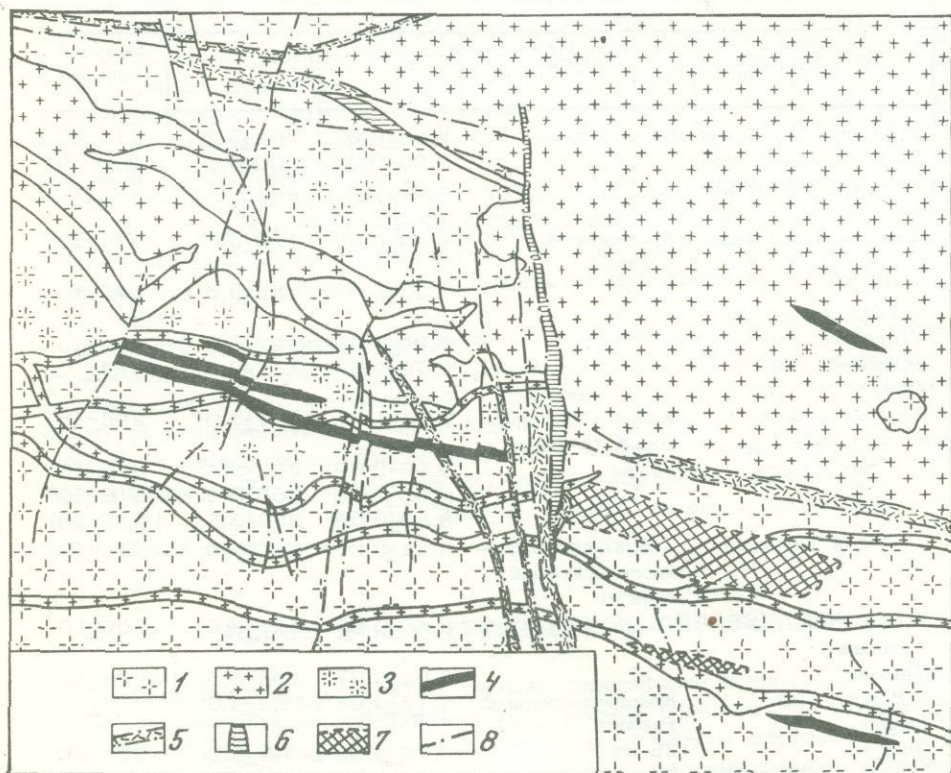


Рис. 4. Схема геологического строения рудопоявления "Южное"

- 1 - порфировидные лейкократовые граниты;
- 2 - аплитовидные граниты;
- 3 - слабо грейзенизированные граниты;
- 4 - интенсивно грейзенизированные граниты;
- 5 - зоны дробления;
- 6 - кварцевые жилы;
- 7 - рудные зоны;
- 8 - тектонические нарушения



термальных) преимущественно в гидротермальную стадию развития рудного процесса. Роль пневматолиза незначительна.

Грейзенизации предшествовал процесс альбитизации, не сопровождающийся оруденением, за которым следует, собственно, грейзеновый этап с образованием кварцевых и кварц-мусковитовых грейзенов с редкометальной минерализацией. С образованием кварцевых грейзенов процесс грейзенизации достигает своего максимума и завершается накоплением гидротермального кварца вдоль трещин в грейзенах.

В возрастном отношении наиболее ранними являются мусковитовые, хлорит-сульфидно-касситеритовые и кварц-касситеритовые грейзены. Время их образования соответствует позднему карбону - $294-316 \pm 10$ млн. лет (табл. 4). Кварц-вольфрамит-шеелитовые и кварц-арсенопирит-касситеритовые грейзены наиболее поздние, их формирование произошло в ранней перми - $260-264 \pm 8$ млн. лет.

Как пример рассмотренных выше грейзенов приводится краткое геолого-радиологическое описание двух наиболее характерных рудопроявлений.

Севидалинское рудопоявление приурочено к средне-верхнекаменноугольным порфиroidным роговообманково-биотитовым гранитам - гранодиоритам и аплитовидным гранитам Гиссарского плутона (рис. 3). В гранитоидах отмечаются многочисленные зоны дробления с кварц-хлорит-сульфидной минерализацией, которая также наложена на верхнекарбонатные дайки диоритовых порфиритов, карсантинов и спессартитов. Слабее выражена грейзенизация, развивающаяся в виде параллельных прожилков, ориентированных параллельно кварц-хлоритовым зонам. Контакты рудных зон с вмещающими гранитоидами резкие и последние интенсивно катаклазированы. Рудные тела пересекаются нижнепермскими дайками гранит-гранодиорит-порфиров. По данным калий-аргоновых определений, возраст оруденения составляет $300-304 \pm 10$ млн. лет.

Рудопоявление Южное сложено средне-верхнекарбонными порфиroidными лейкократовыми биотитовыми и аплитовидными гранитами (рис. 4). Последние образуют дайкообразные тела и штоки различных размеров. В пределах площади рудопоявления развиты мусковитовые и кварцевые грейзены. Мусковитовые грейзены являются продуктом интенсивной переработки гранитов и имеют возраст $300-314$ млн. лет. Редкометальная (вольфрамит-шеелитовая) минерализация приурочена в основном к кварцевым грейзенам и время ее формирования датируется 264 ± 8 млн. лет, что отвечает ранней перми.

Из рассмотрения в целом полученных радиологических данных для редкометальных рудопоявлений Южного Гиссара выявляется достаточно закономерный ряд значений абсолютного возраста, варьирующих в среднем от 304 ± 10 до 269 ± 9 млн. лет и указывающих на два разновозрастных этапа редкометального минералообразования: ранний (верхнекарбонный) и поздний (раннепермский). Для скарново-рудных месторождений района отчетливо во времени выделяются процессы скарнообразования ($300-310$ млн. лет), грейзенизации ($295-300 \pm 10$ млн. лет) и рудный ($262-276 \pm 9$ млн. лет).

Возраст ранней редкометальной минерализации в пегматитах, мусковитовых, хлоритовых, кварцевых и отчасти скарново-рудных образованиях близок по времени образования к заключительным стадиям становления средне-верхнекарбонных гранитоидов Гиссарского плутона. В связи с этим необходимо отметить, что последние геохимически специализированы на олово и относятся к так называемым оловоносным гранитам [9].

Вольфрамово-силикатно-арсенопирит-касситеритовая минерализация позднего этапа более развита и, по-видимому, лишь парагенетически связана с гранитоидами Гиссарского плутона. Образование этой минеральной ассоциации произошло в ранней перми до внедрения верхнепермских - нижнетриасовых даек щелочных (эссекситовых) лампрофиров.

Таким образом, формирование редкометальной минерализации Южного Гиссара, генетически и парагенетически связанной с гранитоидами Гиссарского плутона, охватывает довольно значительный промежуток времени (верхний карбон - нижняя пермь) и отвечает средним и поздним этапам развития верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла в Южном Тянь-Шане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Изд-во "Дониш", 1966.
2. Баратов Р.Б., Литвиненко К.И., Афиногенова Л.Н. Схема металлогенического районирования Центрального Таджикистана и Памира. - Докл. АН Тадж.ССР, 1968, 11, № 10.
3. Баратов Р.Б., Мельниченко А.К. Некоторые данные по абсолютному возрасту гранитоидных пород Гиссарского хребта. - В сб.: Вопросы геологии Средней Азии (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1970, 168).
4. Баратов Р.Б., Мельниченко А.К., Новосельцев Ю.А., Дусматов В.Д., Новосельцева А.С. К вопросу о возрасте скарново-вольфрамового оруденения бассейна р.Каняз (Центральный Таджикистан). - Докл. АН Тадж.ССР, 1973, 16, № 6.
5. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
6. Блохина Н.А. Явления ассимиляции, гранитизации и грейзенизации в Майхуринском массиве. - Труды Ин-та геологии АН Тадж.ССР, 1962, 6.
7. Горецкая Е.Н., Морозенко Н.К. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). - Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, 73, № 4.
8. Мельниченко А.К. Геохронология магматических пород и постмагматической минерализации Южного Гиссара по данным калий-аргонового метода. - В сб.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., 1969.
9. Могоаровский В.В., Мельниченко А.К. Особенности распределения олова в гранитоидах Гиссарского плутона (Центральный Таджикистан). - Сов. геология, 1969, № 12.
10. Овчинников С.К. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. - Изв. АН Тадж.ССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1959, № 1.
11. Россейкин Л.В., Рахманов А.М. О соотношении даек лампрофиров с оруденением на Майхуринском месторождении (Центральный Таджикистан). - Докл. АН Тадж.ССР, 1971, 14, № 7.

ОБ ОПОРНЫХ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ ТОЧКАХ В КАРАМАЗАРЕ (Срединный Тянь-Шань)

Опорные геохронологические точки в радиологическом отношении, как известно, датируются по времени завершения процесса становления соответствующего интрузивного комплекса, охарактеризованного достаточно определенным стратиграфическим положением. При этом очевидно, что выяснение степени завершенности интрузивного комплекса связано с изучением его фазово-формационного состава, поскольку датирование при прочих равных условиях будет тем действительнее, чем на более позднее образование данного комплекса оно будет опираться.

Указанным требованиям в значительной мере отвечают два интрузивных комплекса среднего карбона Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня — шавасский [1] и карамазарский [4].

Кураминская зона вместе с Чаткальской, Каратауской и Нарынской составляет каледоно-герцинскую геосинклиналино-складчатую систему Срединного Тянь-Шаня. Поэтому, в частности, разрезы среднего и позднего палеозоя и в том числе среднего карбона, как имеющие прямое отношение к датированию указанных комплексов, отражают схожие черты, хотя и не лишены зональных (т.е. "районных") особенностей. Последние среди прочих причин обуславливались явлением закономерной миграции герцинского тектогенеза в границах зон Срединного Тянь-Шаня в течение как геосинклиналино, так и орогенного периода. Это видно из характера разрезов отложений [1,3]. На юго-западе — в Кураминской зоне — разрезы среднего палеозоя характерны присутствием нижних горизонтов ранне-среднедевонских отложений и отсутствием верхних, где они ограничиваются морскими базит-туфогенными осадками раннего намюра (урочище Мышиккол, по Ю.М. Кузичкиной и Е.М. Швецовой). И, наоборот, на востоке — северо-востоке системы, в Чаткальской и Нарынской зонах — указанные нижние части разреза отсутствуют, но заметно развились верхние, представленные морскими осадочными и базит-вулканогенными образованиями уже вплоть до нижнебашкирского подъяруса включительно. Э.С. Румянцева [5] это обосновывает по ископаемым: гониатитам — *Branneroceras henbesti* Gordon, *B. branneri* (Schmidt), *Homoceratoides diviricatum* (Hind); брахиоподам — *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Ch. andigenis* Semich., *Meekella eximia* (Eichw.), *Dictyoclostus uralicus* (Tschern) и др.; фораминиферам — *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella varviensis* Brazhn. et Pot., *E. nauvalia* Rumjanzeva, *Novella primitiva* Raus., *Pseudostaffella minor* Raus., *Ps. composita* Grozd et Leb и др. Н.А. Халтурин и В.Ф. Климов (1966) аналогичную толщу выделяют в Молдогауском районе Нарынской зоны.

В это раннебашкирское время завершилась инверсия, собственно, геосинклиналино режима, и в позднебашкирское время Срединный Тянь-Шань вступил в орогенный период развития.

Наиболее ранние образования орогенного периода в Срединном Тянь-Шане представлены характерной вулканогенной свитой субэвралных андезитовых и дацит-андезитовых порфиритов, а также их интрузивными аналогами. В Кураминской зоне она получила название мынбулакской и широко распространена, залегая несогласно на самых различных толщах среднего и даже нижнего палеозоя. Мощность ее варьирует, достигая 500 м. В северо-восточной части хребта Каржантау свита, по М.А. Авакову (1961), перекрывает свиту уя (Васильковский, 1952), включающую намюрские и раннебашкирские мор-

Радиологический возраст среднекарбонových интрузивных комплексов и вулканитов Кураминской зоны (по биотитовым пробам, калий-аргоновый метод)

| Порода, интрузив | K, % | Ar ⁴⁰ , нг/г | Возраст, млн. лет | Автор пробы, год, лаборатория |
|---|-----------------------|-------------------------|----------------------------|--|
| Акчинская свита (C ^m) ₂ | - | - | 315 ₊₁₀ | Н.П. Лаверов и др., 1972, ИГЕМ АН СССР |
| Андезит-дацитовый порфирит | 4,96 | 116,2 | 317 ₊₁₁ | К.Урунбаев, 1971, ИГиГ АН Узб.ССР |
| | | | Среднее 316 ₊₁₀ | |
| <i>Кураминский комплекс (C₂b₂)</i> | | | | |
| Гранодиориты главной фазы становления интрузивов | | | | |
| моголтауский | 2,35 | 56,0 ₊₁₀ | 320 ₊₁₃ | Б.П. Беликов, 1964, ИГЕМ АН СССР |
| западнокарамазарский, проба 1436 | 4,25 _{+0,05} | 95,9 ₊₂ | 305 ₊₁₂ | Б.П. Беликов, Н.П. Лаверов, 1964, ИГЕМ АН СССР |
| проба 259 | 5,86 | 136,3 | 316 ₊₈ | Е.М. Головин, 1969, САИГИМС |
| акташский (по амфиболу) | 0,62 | 14,43 | 314 | С.М. Бабаходжаев, 1972, ИГиГ АН Узб.ССР |
| джаркамарский | 6,04 | 141,9 | 317 | То же |
| | | | Среднее 315 ₊₉ | |
| Мынбулакская свита (C ₂ b ₂) (алунитовая порода) | 7,62 | 183,0 | 326 | Ф.В. Чухров, 1969, ИГЕМ АН СССР |
| Плагиоклазовый фирит | 5,43 | 128,8 | 321 ₊₉ | Н.П. Лаверов, 1964, ИГЕМ АН СССР |
| <i>Шавасский комплекс (C₂b₁)</i> | | | | |
| Адамеллит конечной фазы становления Карабашского интрузива | | | | |
| проба 106 | 7,23 | 172,9 | 323 ₊₁₀ | Е.М. Головин, 1960, САИГИМС |
| проба 710 | 7,01 | 163,4 | 316 | Ю.Г. Корчевская, 1966, САИГИМС |
| | | | Среднее 320 ₊₁₀ | |
| Гранодиорит Карабашского интрузива | | | | |
| проба 2222 | 6,27 _{+0,05} | 156,1 | 335 ₊₂₀ | Н.П. Лаверов, И.Б. Иванов, 1964, ИГЕМ АН СССР |
| проба 2177 | 5,82 _{+0,04} | 136,6 | 315 ₊₃ | То же |
| | | | Среднее 325 ₊₁₀ | |

Таблица (окончание)

| Порода, интрузив | K, % | Ag ⁴⁰ , мг/г | Возраст, млн. лет | Автор пробы, год, лаборатория |
|---|-----------------|-------------------------|-------------------|----------------------------------|
| Габбро и габбро-диориты ранней фазы становления Нижнеакчинского интрузива | | | | |
| проба 2216 | 5,77±0,05 | 122,6 | 334±13 | Н.П. Лаверов, 1964, ИГЕМ АН СССР |
| проба 2218 | 6,71±0,05 | 168,5 | 340±13 | То же |
| | Среднее | | 337±13 | |

ские осадки [5]. В Чаткальской и Нарынской зонах аналогичные андезитовые порфириды резко несогласно перекрывают карбонатную толщу позднего девона – раннего карбона. Сама андезитовая свита в Нарынской зоне венчается пачкой известняков, содержащих, по Е.И. Зубцову и Е.И. Зубцовой [2], окаменелости брахиопод (определения В.И. Волгина): *Schizophoria* cf. *keyserlingiana* (Kon.), *Linoproductus* aff. *tenuistriatus* (Vern.), *L. ex gr. corrugatus* (M'Co), *Spirifer* cf. *parabisulcatus* Semich., *Athyris* cf. *ambigua* (Sow), *A. cf. trinuclea* Hell и др., а также фораминиферы (определения А.Д. и К.В. Миклухо-Маклай): *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Plectogyra* sp., *Eostaffella* sp., *Pseudostaffella* ex gr. *antigua* (Dutk.), *Ungadarella* sp., *Beresella* sp. и др. По заключению А.Д. и К.В. Миклухо-Маклай, вмещающие ее соли, а следовательно, и андезитовая свита должны быть отнесены к башкирскому ярусу среднего карбона.

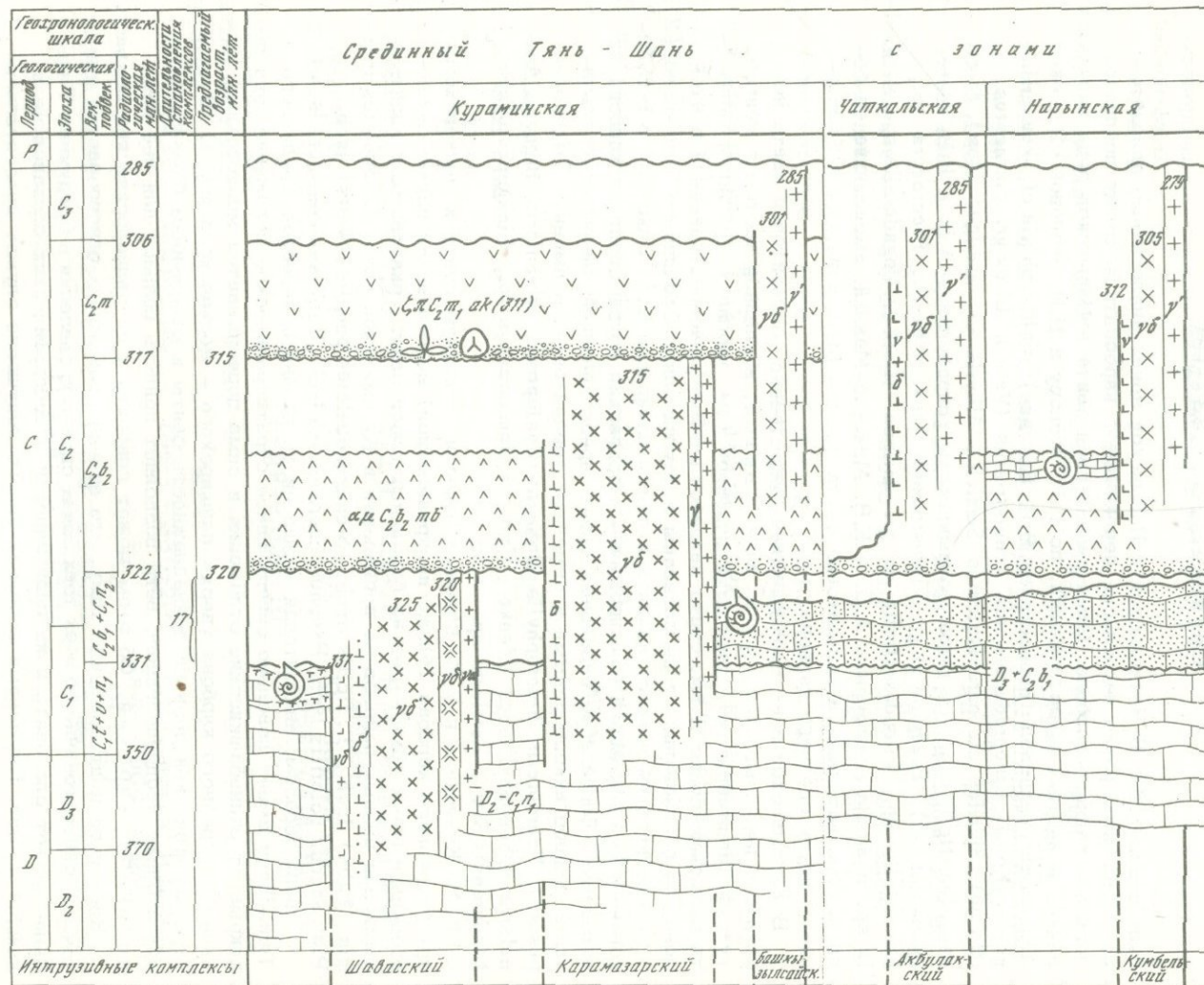
В Кураминской зоне мынбулакская существенно андезитовая свита несогласно перекрывается акчинской свитой, в главной части сложенной туфами (игнимбритами) дацитовых порфиров (см. таблицу). Достигая мощности возможно более 2 км, свита является наиболее распространенной в этой зоне, но образования ее не доказаны в других зонах Среднего Тянь-Шаня [2].

Геологический возраст акчинской свиты датирован Т.А. Сикстель и Б.В. Ясковичем [6] как верхи башкирского – московский ярусы среднего карбона по ископаемой флоре в ее базальных слоях, представленной членистостебельчатыми, папоротникообразными и семенами кордаитовых, а именно: *Trigonocarpus* sp., *Neuropteris heterophylla* Brongn., *Cyclopteris orbicularis* Brongn., *Annularia sphenophylloides* (Zenker) Cytt., *Calamostachys* sp., *Ginkgophytopsis kandyrensis* Sixt., *Zeilleria* sp. и др.

Ю.М. Кузичкина и Е.М. Швецова отнесли акчинскую свиту к московскому ярусу среднего карбона (ближе неопределенной) на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов из базальных слоев свиты, оказавшихся идентичными для разных районов ее проявления в Кураминской зоне: *Leiotriletes inermis* (Walts) Isch., *L. ficilis* Isch., *Stenozonotriletes pumilis* (Walts) Isch., *Platysaccus volatilis* Isch., *Psophosphaera obtusa* Isch., *Entylissa contracta* Isch. и др.

Таким образом, андезитовая толща низов позднего палеозоя Среднего Тянь-Шаня имеет довольно определенное стратиграфическое положение: она перекрывает раннебашкирские отложения и сама перекрывается московскими вулканитами среднего карбона (верхи башкирского – московского яруса). В этой стратиграфической позиции принадлежность свиты к отложениям башкирского яруса ближе неопределенного века позволяет принять возраст для нее как позднебашкирский. Об этом может говорить и ее радиологический возраст.

Косвенное подтверждение тому, что андезитовая толща одновозрастна или, точнее, синтетектонична во всех трех зонах своего проявления в Среднем Тянь-Шане, может следовать и из идентичности петрографических составов ее в каждой из зон. Примерами в пользу такого допущения служат палеонтологиче-



- | | |
|---|--|
| 1 | Стратиграфические позиции среднекарбовоных интрузивных комплексов |
| 2 | Кармазара |
| 3 | 1 - известняки; 2 - песчаные известняки; 3 - туфы дацитовых порфиров акчинской свиты; 4 - андезитовые порфиры мынбулакской свиты; 5 - туфы пироксениновых порфиритов; 6 - интрузивные образования; 7 - габбро-диориты; 8 - банатиты; 9 - диориты; 10 - гранодиориты; 11 - адамеллиты; 12 - гранодиориты и адамеллиты; 13 - граниты; 14 - аляскиты; 15 - граниты и аляскитоиды; 16-19 - места отбора проб с ископаемыми: 16 - фауной, 17 - флорой, 18 - пылью; 19 - стратиграфические несогласия; 20 - значения радиологического возраста "фазовых формаций" интрузивных комплексов |

чески датированные и вещественно схожие в каждой из зон разновозрастные существенно карбонатные толщи девона – раннего карбона.

Шавасский многофазный интрузивный комплекс фактически прорывает девон–раннекарбовую толщу вплоть до визейских отложений, с которыми тесно связаны в юго–западном Кармазаре спорадически проявленные раннеамюрские (см. рисунок). С этой частью разреза в северо–восточных районах тесно генетически связаны и более высокие ярусы отложений среднепалеозойского разреза, включающие там и раннебашкирские осадки позднего палеозоя. Поэтому можно допустить, что шавасский интрузивный комплекс является более поздним образованием.

Перекрытие пород различных формаций шавасского комплекса мынбулакской свитой отмечается во многих местах юго–запада Кураминской зоны ([1]; а также, по нашим данным, в Кураминском хребте – в Такели, Наугарзани и др.).

Таким образом, наиболее вероятным является предпозднебашкирский геологический возраст шавасского комплекса. Радиологическое датирование пород одной из поздних фаз становления комплекса – адаметлитов – пришлось на рубеж 320 млн. лет (см. рисунок). Это значение почти совпадает с "расчетной" границей по шкале 1964 г. между ранне– и позднебашкирскими подъярусами среднего карбона.

Рисунок показывает и датировки более ранних формаций комплекса, и примерную, но значительную длительность его становления. В результате последнего, очевидно, не должно быть безразличным, по какой из "фазовых формаций" датировать комплексы и прежде всего в случаях "опорных точек".

Кармазарский интрузивный комплекс прорывает мынбулакскую свиту и вместе с ней с размывом перекрывается акчинской (см. рисунок). Геологический возраст комплекса в силу этого принимается как предмосковский. Радиологическое датирование выполнено более или менее качественно лишь по гранодиоритовой формации, резко преобладающей в составе комплекса (315 млн. лет). Это значение также близко к "расчетному" и может быть принято во внимание при детализации геохронологической шкалы в пределах среднего карбона.

В заключение следует отметить, что радиологическое датирование, в частности магматитов, весьма целесообразно выполнять параллельно с геологическим. Оно раскрывает такие важные стороны петрологии, как длительности конкретных этапов магматизма и их "интервальность" (интервал времени между образованием шавасского и кармазарского комплексов, по–видимому, лишь несколько миллионов лет). Столь, казалось бы, незначительный интервал не помешал, однако, высокой самостоятельности и полноте фазового развития и интрузивных и, как видно, вулканогенных комплексов. Последние успевали формироваться в эти короткие интервалы времени между становлением интрузивных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Головин Е.М. Шавасский нижнекарбовый габбро–гранитоидный комплекс (Западный Тянь–Шань). – Ученые записки САИГИМСа, 1960, № 2.
2. Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. Верхнепалеозойская вулканогенная толща и покрывающие ее отложения в Нарынской впадине (Тянь–Шань). – Материалы по геологии и полезным ископаемым Средней Азии. Л., 1961.
3. Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь–Шаня. Ташкент, 1938.
4. Петрография Узбекистана, кн. первая. Ташкент, "Наука", 1964.
5. Румянцева З.С. Стратиграфия и фораминиферы намюрских и нижнебашкирских отложений системы Чаткальских гор. – В сб.: Биостратиграфия осадочных образований Узбекистана, № 2, Л., "Недра" 1970.
6. Сикстель Т.А., Яскович Б.В. Новые данные о возрасте акчинской осадочновулканогенной свиты Кураминского хребта. – Труды Узб. геол. управ., сб. 1. Госгеолтехиздат, 1960.
7. Стратиграфия Узбекской ССР, кн. первая. Палеозой. Ташкент. "Наука", 1965.

КАЛИЙ-АРГОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА

В зоне Центрального Памира, по мнению большинства исследователей [1], главная фаза складчатости проявилась в позднем мелу и палеогене. В это же время сформировалась большая часть интрузивных массивов [2, 3]. Вопрос о древних, домезозойских интрузивах в районе остается открытым, так как прямых геологических доказательств в пользу их существования в виде трансгрессивного налегания отложений мезозоя на интрузивные породы не наблюдалось.

Проведенные в последние годы исследования показали [4], что в восточной части зоны Центрального Памира проявились по крайней мере два тектономагматических цикла, максимумы которых выражены этапами палингенного гранитообразования.

Древние, вероятно докембрийские, гранитоиды, относимые к зорбурулюкскому комплексу, претерпели складчатость, и на них наложился этап регионального катакластического метаморфизма, проявившийся до образования ранних комплексов мезозойско-кайнозойского тектономагматического цикла.

В результате проявления второго этапа плутон-метаморфизма, наложившегося как на породы древнего гранитизированного ядра, так и на палеозойские и мезозойские породы обрамления, границы между древним метаморфическим блоком и его более молодым обрамлением были стерты. Породы обрамления оказались метаморфизованными почти до такой же степени, а многочисленные молодые интрузии еще более затушевывали картину.

Калий-аргоновые определения возраста как по древним метаморфическим и гранитоидным породам, так и по молодым образованиям дают стабильные значения от 15 до 40 млн. лет и отражают время последнего этапа метаморфизма и гранитообразования.

Для доказательства существования древнего интрузивного метаморфизма нами была предпринята попытка датировать интрузивные массивы пород основного состава, так как в случае повторного метаморфизма только они, как содержащие пироксен и амфибол минералы с более высокой энергией активации выхода аргона, чем биотиты и калиевые полевые шпаты, могут сохранить весь или почти весь радиогенный аргон.

Определение калий-аргонового возраста основных пород с содержанием аргона 1 нг/г стало возможным в связи с внедрением в нашей лаборатории для определения количества аргона метода изотопного разбавления с применением моноизотопа Ar^{38} в качестве трасера. Контроль за качеством выполненной серии анализов производился по эталонной пробе калиевого полевого шпата из пегматитов Черной Салмы (Карелия). Калий определяла аналитик М.П. Худякова методом фотометрии в пропан-бутан-воздушном пламени. Все цифры возраста рассчитаны на основе $\lambda_{\beta} = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_{\kappa} = 0,472 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$.

Массивы основного состава в зоне Центрального Памира были еще известны со времен Таджикско-Памирской экспедиции 1935 г. [5]. Тогда на основании прорывания мелкими габбровыми телами в районе пер. Ак-Байтал меловых и палеогеновых отложений всем им был приписан палеогеновый возраст. В схеме магматизма восточной части зоны Центрального Памира, предложенной Э.А. Дмитриевым и В.Е. Минаевым [6], на основании прорывания габбровыми телами триасовых отложений им дается послетриасовый возраст.

Дальнейшие исследования показали, что интрузии основного состава на этой территории разновозрастны [7]. Имеются молодые интрузивные тела

Значения калий-аргонового возраста пород кукуртского комплекса на Восточном Памире

| Номер пробы | Порода | Тип пробы | K, % | Ar ⁴⁰ , нг/г | Ar _{возд} , % | T, млн. лет |
|--|---|-----------|-----------|-------------------------|------------------------|-------------|
| <i>Чешектинская группа массивов</i> | | | | | | |
| Д-1 | Уралитизированное габбро | Вал | 1,04±0,01 | 12,3±0,04 | 35;58 | 172±5,0 |
| Д-А6 | Крупнозернистый биотит-амфиболовый диорит | " | 0,66±0,02 | 1,62±0,08 | 85;78 | 35±2,0 |
| Д-4 | Амфиболовый диорит | " | 2,29±0,02 | 2,29±0,08 | 81;91 | 10,6±1,0 |
| Д-5 | Амфиболит | " | 1,50±0,02 | 1,70±0,08 | 87;93 | 16,6±1,5 |
| Д-7а | Диабазовый порфирит | " | 1,00±0,02 | 2,4±0,09 | 76;68 | 35,0±1,0 |
| Д-8 | Амфиболит | " | 0,90±0,03 | 4,06±0,12 | 75;80 | 64,0±2,0 |
| Д-11 | " | " | 0,45±0,03 | 1,85±0,06 | 75;79 | 62,0±2,0 |
| Д-114 | Габбро-диабаз | " | 0,87±0,04 | 19,0±0,40 | 52;71 | 278±8,0 |
| Д-217 | Амфиболит-габбро | " | 1,31±0,02 | 1,40±0,04 | 61;60 | 15,6±1,0 |
| Д-218а | Плагиоклазит | " | 0,30±0,02 | 1,40±0,04 | 80;71 | 67,0±2,0 |
| Д-220б | Амфибол-плагиоклазовая порода | " | 0,30±0,02 | 5,60±0,18 | 65;57 | 257±8,0 |
| Д-221 | Биотитизированные | Биотит | 7,06±0,07 | 22,3±0,68 | 39;41 | 141±4,0 |
| Д-227 | Пироксенит | Вал | 0,84±0,02 | 17,6±0,02 | 30;18 | 286±8,0 |
| Д-228 | Амфибол-скаполитовые габбро | " | 1,40±0,01 | 2,8±0,02 | 62;71 | 29,0±1,5 |
| Д-229 | Амфиболовое габбро | " | 0,66±0,02 | 0,90±0,06 | 83;91 | 20,0±1,5 |
| <i>Сарыджилгинская группа массивов</i> | | | | | | |
| Д-96 | Амфиболит | Вал | 0,31±0,02 | 7,60±0,2 | 16;21 | 331±9 |
| Д-11 | " | " | 0,45±0,03 | 1,90±0,06 | 85;79 | 62,0±2,0 |
| Д-13 | Оливиновый пироксен | " | 0,36±0,03 | 40,4±1,20 | 22;15 | 119±33 |
| Д-14 | Габбро измененные | " | 1,21±0,02 | 1,32±0,06 | 88;94 | 15,9±2 |
| Д-263 | Габбро | " | 0,40±0,03 | 40,0±1,50 | 8;11 | 1090±30 |
| Д-261 | " | " | 0,80±0,02 | 65,3±1,50 | 9;20 | 934±27 |
| <i>Кукуртская группа массивов</i> | | | | | | |
| Д-81 | Амфибол-нефелин-скаполитовая порода | Вал | 1,73±0,02 | 1,30±0,06 | 90;92 | 11,1±1,0 |
| Д-826 | Амфибол-нефелиновая порода | " | 1,72±0,02 | 26,60±0,68 | 15;12 | 214±0,6 |
| Д-836 | Кристалл флогопита | Флогопит | 8,27±0,08 | 7,9±0,24 | 84;77 | 13,6±1,0 |
| Д-99а | Биотит на контакте пегматита и пироксена | Биотит | 7,79±0,08 | 10,0±0,20 | 71;60 | 18,2±1,0 |
| Д-102 | Амфиболит | Вал | 1,58±0,02 | 2,2±0,07 | 78;83 | 19,6±1,0 |
| Д-159 | Биотитизированный амфиболит | " | 1,55±0,01 | 3,6±0,10 | 79;71 | 33,0±2,0 |
| Д-160 | Оливиновый пироксенит | " | 0,92±0,02 | 48,2±1,20 | 23;37 | 650±19,0 |
| Д-167 | Нефелинизированные габбро | " | 3,00±0,03 | 5,2±0,12 | 78;83 | 25,0±1,5 |
| Д-171 | Амфибол-скаполитовая порода | " | 0,86±0,02 | 0,7±0,06 | 89;93 | 12,5±2,0 |
| Д-172 | Амфиболит | " | 0,60±0,02 | 3,7±0,10 | 76;81 | 88,0±3,0 |
| Д-174 | Амфибол-плагиоклаз-скаполитовая порода | " | 1,63±0,02 | 1,40±0,06 | 91;90 | 12,5±1,0 |
| Д-89в | Пегматит нефелинового сиенита | Нефелин | 4,26±0,04 | 10,0±0,20 | 68;53 | 36,0±2,0 |

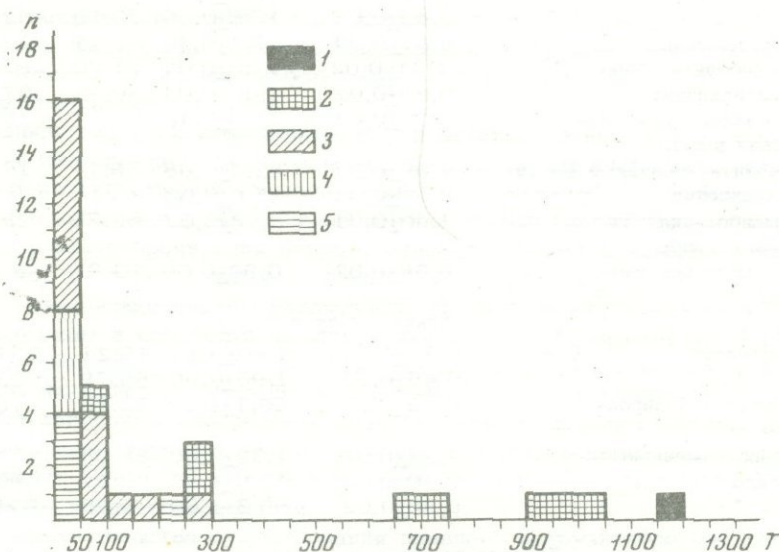
габбро-диабазов, экссекситовых габбро и лампрофиров, тяготеющих к обновленным разломам, по которым определяется возраст 60 млн. лет, и древние массивы, располагающиеся в метаморфических породах ядерной части музкол-рангкульского антиклинория. Нами установлено сложное строение последних с участием в них магматических, метаморфических и метасоматических образований.

В магматическую стадию их становления произошло формирование пород четырех интрузивных фаз: 1) оливиновых пироксенитов и пироксенитов, 2) габбро-диабазов, 3) диоритов и гранодиоритов, 4) диабазовых порфиритов.

Метаморфическая стадия выразилась в образовании амфиболитов; причем одни тела амфиболитизированы полностью, другие — лишь с краев.

В метасоматическую стадию произошли образования щелочных амфиболов и нефелинизация, а затем их флогопитизация и скаполитизация.

Указанные процессы проявились в разных массивах по-разному. По степени измененности интрузии основных пород можно разделить на три пространственно сближенные группы.



Гистограмма К-Аг возраста основных пород Центрального Памира

1 - оливиновые пироксениты; 2 - габбро и пироксениты с неизменным пироксеном; 3 - амфиболиты и амфиболитизированные породы; 4 - биотитизированные породы; 5 - нефелинизированные и скаполитизированные породы

1. Сарыджилгинская группа массивов. Здесь отмечают почти совершенно неметаморфизованные массивы и массивы, подвергнутые незначительным метаморфическим преобразованиям. Метасоматоз в них, как правило, отсутствует.

2. Чечектинская группа массивов. Это наиболее дифференцированные массивы, где проявлены все фазы интрузивного внедрения. Породы претерпели значительный метаморфизм, выражающийся в их амфиболитизации, но последняя стадия преобразований — щелочной метасоматоз — на них наложена незначительно.

3. Кукуртская группа массивов. Породы этих массивов наиболее изменены под влиянием щелочного метасоматоза. Даже образования метаморфической стадии — амфиболиты — в них наблюдаются в виде реликтов. Тела сложены в основном нефелин-амфиболитовыми и скаполит-амфиболитовыми породами.

По породам массивов всех трех групп было сделано 33 определения возраста калий-аргоновым методом. Результаты определений приведены в таб-

лице. Анализы производились в основном по валовым пробам и лишь в нескольких случаях по мономинералам.

На гистограмме (см. рисунок), построенной по результатам этих измерений, выделяются три серии цифр. Первая с интервалом 20–50 млн. лет имеет наибольшую частоту наблюдения. Эти значения цифр возраста получены по нефелинизированным, биотитизированным и скаполитизированным породам, которые развиты преимущественно в Кукуртской и Чечектинской группах массивов. Сюда же входят определения возраста по флогопиту (83^b_{III}), биотиту (Д-221) и нефелину (Д-89в).

Вторая серия цифр с интервалом 150–300 млн. лет соответствует породам, содержащим первичный пироксен и плагиоклаз. Роль амфиболитизированных и биотитизированных разностей здесь подчиненная. Эти значения определены по породам Чечектинской и Сарыджилгинской групп массивов.

Наиболее древнюю – третью – серию значений от 650 до 1200 млн. лет представляют наименее измененные породы Сарыджилгинской группы массивов, некоторые из которых содержат даже неизменный оливин.

Таким образом, на значения калий–аргонового возраста пород основного состава в зоне Центрального Памира отчетливо видно влияние различных наложенных процессов.

В первом приближении по цифрам возраста можно судить о времени того или иного преобразования пород. Наиболее древние значения возраста, определенные по неизменным породам, соответствуют, вероятно, времени их внедрения (900–1200 млн. лет). Метаморфизм этих пород и образование амфиболитов могут быть датированы значениями 30–100 млн. лет, возраст же метасоматических преобразований, наложенных на основные породы, очень молодой (10–20 млн. лет), и связан, вероятно, с альпийским гранитообразованием в этой области.

Проведенные исследования позволяют со значительной долей уверенности говорить о докембрийском возрасте как пород основного состава, так и пород первого этапа гранитизации и метаморфизма в Центральном Памире.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Изд-во ЛГУ, 1963.
2. Буданов В.И. Материалы по геологии Памира, вып. II. Душанбе, 1964.
3. Хамидов М.Х. Докл. АН ТаджССР, 1960, 3, № 4.
4. Агеева Л.И., Дмитриев Э.А. О несоответствии геологического и радиологического возраста магматических и метаморфических пород (на примере Южного Памира). – Тезисы докл. XVII сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1971.
5. Баранов И.Г. Труды Таджикско–Памирской экспедиции, вып. 26. Л., 1935.
6. Дмитриев Э.А., Минаев В.Е. Докл. АН ТаджССР, 1972, 15, № 2.
7. Акрамов М.Б., Володин П.К., Дмитриев Э.А., Минаев В.Е., Норметов О.Н., Таджидинов Х.С., Халилов М.Х. Материалы Второго среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, 1971.

К ПРИМЕНЕНИЮ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

Теоретической основой современного представления о механизме люминесценции кристаллов вообще и термолюминесценции в частности является зонная теория твердых тел.

Термолюминесценцию (ТЛ) минералов связывают с воздействием радиоактивного излучения на их кристаллическую решетку. Такое энергетическое воздействие реализуется в решетках минералов, в которых при кристаллизации проявились микродефекты, служащие центрами захвата электронов.

В процессе естественного облучения происходит ионизация атомов минерала-хозяина и накопление электронов на различных энергетических уровнях. Запасенная таким образом энергия излучается при активации (например, при нагревании минерала в области температур ниже красного каления) и может быть зарегистрирована ([2]). В монографии по теории люминесценции кристаллов Э.И. Адирович [1] пишет, что для описания механизма люминесценции кристаллов используется лишь качественная сторона зонной теории. До сих пор остается неясной структурная модель люминифора, трудна и меньше всего изучена проблема строения центров свечения. При этом следует учесть, что теоретические исследования люминесценции производили на искусственных соединениях, когда исследователь мог контролировать состав и технологию изготовления используемых кристаллофосфоров.

Значительно сложнее обстоит дело с природными кристаллами минералов, термолюминесценция которых представляет интерес при геологических исследованиях. В кристаллической решетке минералов, помимо дефектов Френкеля и дефектов Шотки, связанных с попаданием в нее посторонних высокоэнергетических частиц, можно отметить микротрещины, мозаичное строение и посторонние атомы, каждый из которых нарушает периодичность ее строения и в итоге вызывает термосвечение.

Выяснение причины термосветимости минерала в каждом конкретном случае, безусловно, очень сложная задача, которая на достигнутом уровне знаний вряд ли может быть решена однозначно.

В своих исследованиях мы не ставили цель выяснить, какой физический процесс вызывает термосвечение минералов того или иного образца горных пород, а попытались выявить связь этого явления с особенностями геологического положения данного образца относительно источников излучений — концентраций урана: с его составом, содержанием в нем некоторых химических элементов и влиянием на него некоторых геологических процессов.

Известно, что причины, влияющие на интенсивность ТЛ минералов горных пород, следующие: интенсивность и время радиоактивного облучения, воздействие температуры, воздействие давления, содержание активаторов и содержание гасителей. Считается, что основная причина возникновения термосветимости — это радиоактивность среды, т.е. содержание радиоактивных элементов.

Для выяснения характера влияния различных содержаний (концентраций) урана на интенсивность ТЛ были детально опробованы две зоны минерализации, где имелась следующая ассоциация люминесцирующих минералов: плагиоклаз, кальцит и кварц. Причем ТЛ кварца и полевого шпата отчетливая, темноцветные и рудные минералы не люминесцируют. В процессе гидротермального изменения в зоне минерализации появляются кальцит и кварц, которые имеют заметную термолюминесценцию.

Полагая, что в пробах указанные минералы находятся примерно в одинаковых соотношениях (колебания минерального состава в пределах $\pm 10\%$ не имеет существенного значения) и учитывая необходимость проведения работы

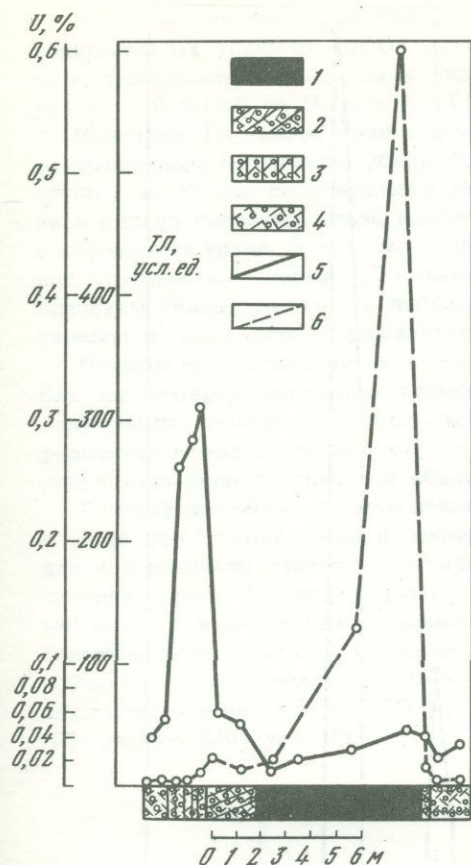
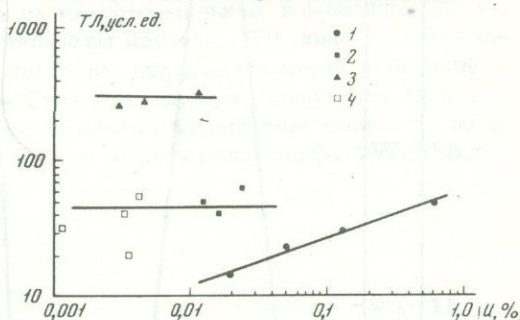


Рис. 1. Результаты изучения термоллюминесценции и содержания урана по зоне А
1 – черные рудные фельзиты; 2 – сильно гидротермально измененные розовые фельзиты; 3 – слабо гидротермально измененные розовато-зеленые фельзиты; 4 – массивные зеленые фельзиты первичного облика; 5 – изменение интенсивности термоллюминесценции; 6 – изменение содержания урана

Рис. 2. Зависимость между содержанием урана и интенсивностью термоллюминесценции по зоне А
1 – черные рудные фельзиты; 2 – сильно гидротермально измененные фельзиты; 3 – слабо гидротермально измененные розовато-зеленые фельзиты; 4 – массивные зеленые фельзиты первичного облика



в сжатые сроки, исследовали не мономинеральные фракции, а образцы горных пород, ТЛ которых равняется сумме термосветимостей содержащихся в породе люминесцирующих минералов.

Уран присутствует в составе урановых минералов, из которых наиболее распространен настуран. Термоллюминесценцию измеряли на установке, детальное описание которой приведено в работах Л.Н. Овчинникова, В.Г. Максенкова [6, 7]. Вероятная (срединная) ошибка, вычисленная по результатам повторных измерений 137 проб, составляет 3,73%, что указывает не только на стабильность работы установки, но и на постоянство интенсивности термоллюминесценции для каждого данного образца.

Результаты исследования зоны А приведены на рис. 1. Пробы с высокими содержаниями урана не обладают большой величиной термосвечения (максимум ТЛ для содержания урана 0,6% – 50 усл. ед.). Наибольшее значение ТЛ – 310 усл. ед. – приурочено к слабо гидротермально измененным зеленовато-розовым фельзитам, содержащим 0,011% U.

Однако для высоких концентраций урана интенсивность ТЛ прямо пропорциональна его содержанию; и на графике, построенном в логарифмическом масштабе (рис. 2), эта зависимость выражается в виде прямой линии, которая характеризуется следующим уравнением:

$$I = 4,545 \cdot C^{0,3684},$$

где I – интенсивность ТЛ в усл. ед., C – содержание урана в тысячных долях процента.

Но из рис. 2 следует, что намечаются три группы проб, в одной из которых ТЛ прямо пропорциональна содержанию урана, а в двух других термосвечение практически не зависит от содержания урана и обусловлено какими-то иными причинами.

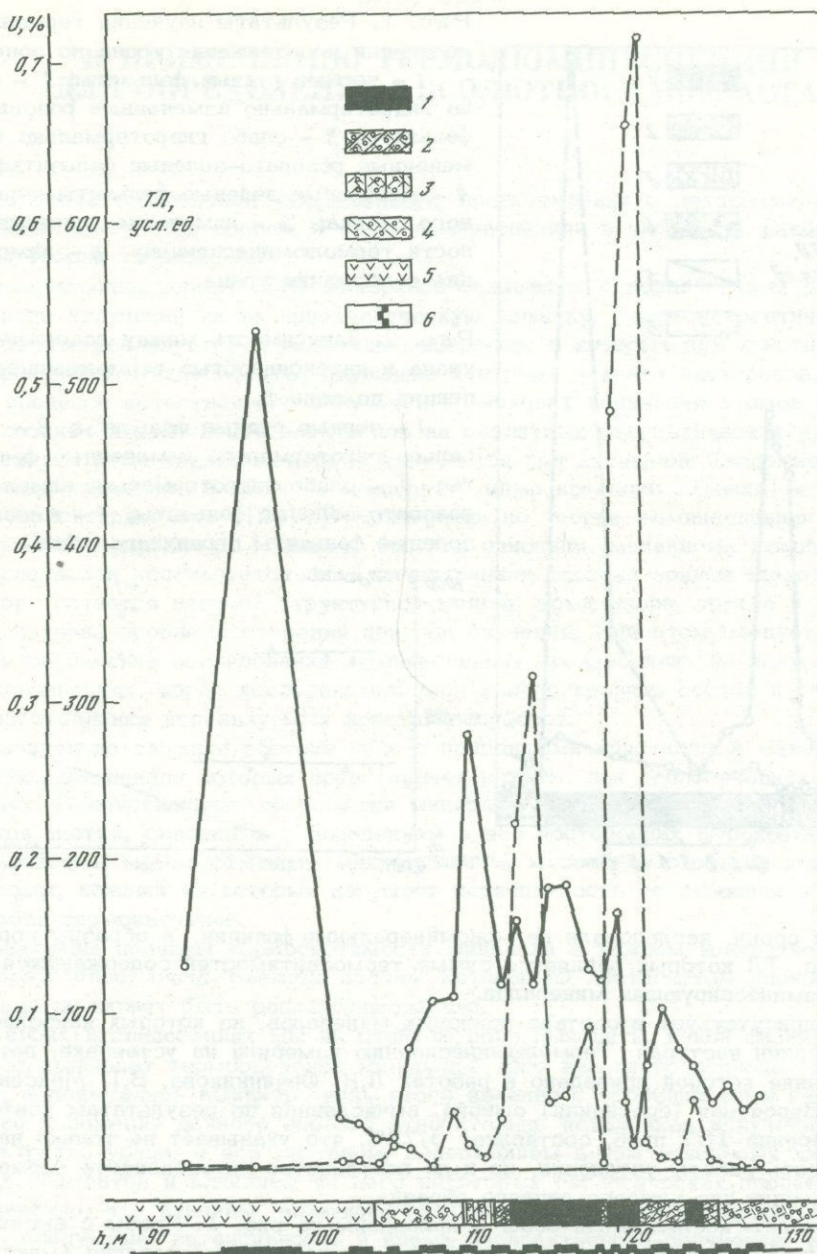


Рис. 3. Результаты изучения термолуминесценции и содержания урана по зоне Б
 1 - черные рудные фельзиты; 2 - сильно гидротермально измененные фельзиты; 3 - слабо гидротермально измененные фельзиты; 4 - массивные зеленые фельзиты первичного облика; 5 - порфириты; 6 - термолуминесценция.

Фельзиты этих трех групп имеют различную степень проявления гидротермальных изменений в связи с развитием минерализации. Сильнее всего первичный облик породы изменен у проб с содержанием урана 0,019-0,6% (ТЛ=15-50 усл. ед.).

Во вторую группу вошли пробы фельзитов, которые подверглись небольшим гидротермальным изменениям (изменили цвет до розовато-зеленого) с содержанием урана от 0,003 до 0,011% (ТЛ=250-300 усл. ед.).

В третью группу вошли как фельзиты неизмененного первичного облика с содержаниями урана от 0,001 до 0,0042%, так и фельзиты, довольно сильно гидротермально измененные (изменили цвет до розового), с содержаниями урана от 0,0125 до 0,0235% (ТЛ=20–60 усл. ед.).

Величина ТЛ сильно гидротермально измененных фельзитов и фельзитов неизмененного, первичного облика того же порядка, что и величина ТЛ фельзитов с высокими содержаниями урана, однако ни в первичных фельзитах, ни в сильно гидротермально измененных нет связи между величиной ТЛ и содержанием урана. Здесь, по-видимому, имеют место два явления: с одной стороны, изменение ТЛ минералов, входящих в состав фельзитов, под влиянием гидротермального процесса, а с другой – изменение ТЛ этих минералов в результате радиоактивного распада урана.

Прямая корреляция интенсивности ТЛ с содержанием урана в рудных пробах закономерна, поскольку термосвечение связывается с радиоактивным излучением. Однако результаты измерения ТЛ гидротермально измененных фельзитов и фельзитов первичного облика свидетельствуют, что одной этой корреляции недостаточно для объяснения повышенной ТЛ.

Главной причиной возникновения повышенной ТЛ могли явиться изменения в структуре горных пород и минералов, которые произошли при рудоотложении и в какой-то степени отразились на гидротермальных изменениях вмещающих пород. Это подтверждают результаты изучения ТЛ зоны Б, где также пробы с высокими содержаниями урана не обладают большой величиной термосвечения (рис. 3) (максимум – 200 усл. ед. при содержании 0,05–0,7% U), в то время как слабо гидротермально измененные фельзиты обладают термосвечением до 270 усл. ед., а перекрывающие порфириды имеют ТЛ, равную 530 усл. ед.

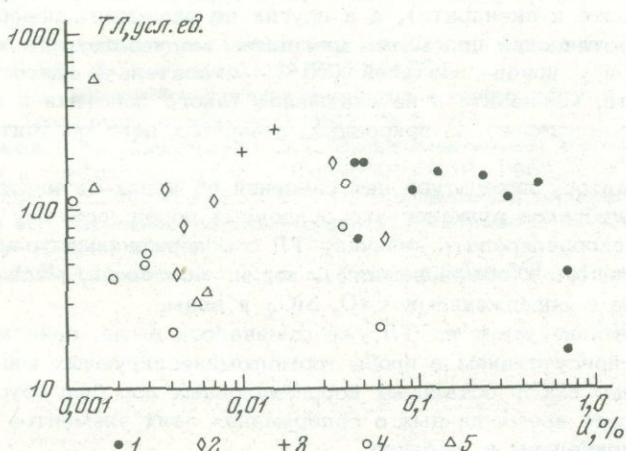


Рис. 4. Зависимость между содержанием урана и интенсивностью термолюминесценции по зоне Б

1 – черные рудные фельзиты; 2 – сильно гидротермально измененные фельзиты; 3 – слабо гидротермально измененные фельзиты; 4 – массивные зеленые фельзиты первичного облика; 5 – порфириды

Результаты сравнения величины содержания урана с величиной ТЛ представлены на рис. 4, на котором видно, что нигде корреляции между ТЛ и содержанием урана не отмечается. В пробах с содержанием урана 0,05–0,5% величины ТЛ примерно одинаковы и составляют 120–180 усл. ед. При содержании урана 0,7% ТЛ понижается в несколько раз. ТЛ слабо и сильно гидротермально измененных фельзитов так же, как и неизмененных первичных фельзитов, меняется в самых широких пределах (от 20 до 280 усл. ед.) и

Коэффициент корреляции между интенсивностью термолюминесценции и содержаниями некоторых химических элементов

| | U | Th | Pb | Mo | Cu | Zn | As | CaO | SiO ₂ | H ₂ O | Pb _{рад} | Pb _{обык} |
|------------------------|-------|------|------|------|------|-------|-------|------|------------------|------------------|-------------------|--------------------|
| Количество проб | 109 | 36 | 270 | 256 | 256 | 256 | 256 | 28 | 28 | 28 | 77 | 77 |
| Коэффициент корреляции | -0,07 | 0,10 | 0,13 | 0,26 | 0,02 | -0,29 | -0,01 | 0,27 | 0,33 | -0,24 | -0,24 | -0,12 |

не коррелирует с содержанием урана. ТЛ порфириров меняется от 30 до 530 усл. ед. и не зависит от содержания урана.

Таким образом, мы имеем в пробах с зоны А корреляцию между ТЛ и содержанием урана при высоких содержаниях последнего и полное отсутствие таковой в зоне В. Коэффициент корреляции между содержанием урана и интенсивностью ТЛ для 38 проб с содержанием урана $\geq 0,01\%$ равен $-0,3676$, что свидетельствует об отсутствии связи между ТЛ и содержанием урана.

Исследования термосвечения различных материалов, в том числе минералов и горных пород, установили, какие из элементов-примесей могут служить активаторами, а какие гасителями термосветимости в различных матричных материалах. Большую часть этих сведений можно найти в книге Левернца [8] и обзорных статьях Верда и Медлина [4]. Известно, что одни и те же ионы в одних минералах могут являться активаторами (например, Pb^{2+} в синтетических кальците и ангидрите), а в других не оказывать подобного действия (Pb^{2+} в синтетических доломите, арагоните, магнезите). То же самое можно отметить и у ионов-гасителей (Ni^{2+} - гаситель в синтетических доломите, арагоните, магнезите и не оказывает такого действия в синтетических ангидрите и кварце). В природных минералах дело обстоит много сложнее.

В известной автору литературе нет сведений об ионах-активаторах и ионах-гасителях для минералов вулканогенно-осадочных пород; поэтому была сделана попытка прокоррелировать величину ТЛ с содержаниями урана, свинца (общего, радиогенного и обыкновенного), тория, молибдена, меди, цинка, мышьяка и также с содержаниями CaO, SiO₂ и воды.

Возможное влияние урана на ТЛ уже отмечалось выше, содержания CaO и SiO₂ связаны с присутствием в пробе термолюминесцирующих минералов - кальцита и кварца, выбор остальных корреляционных пар был обусловлен наличием в настоящее время данных о содержаниях этих элементов в пробах.

Результаты приведены в таблице.

Данные этой таблицы свидетельствуют о том, что сколько-нибудь уверенной зависимости между величиной ТЛ и перечисленными компонентами горных пород не устанавливается, т.е. термосветимость, по-видимому, не имеет с ними прямой связи, и вопрос о причинах, влияющих на ТЛ, остается открытым и требует специального исследования.

Сравнение термосветимости пород, вмещающих девонские минерализованные зоны, с термосвечением рудовмещающих известняков Хахинского и Магнитогорского железорудных месторождений [7] показывает, что у них величины интенсивности ТЛ примерно одного порядка (десятки, сотни, иногда тысячи условных единиц), на железорудных месторождениях даже несколько больше.

Кроме того, на железорудных контактово-метасоматических месторождениях максимальная интенсивность ТЛ приурочена не к высоким содержаниям железа, т.е. к рудным телам, а к контактовым зонам гидротермально измененных пород.

Если считать основной причиной возникновения повышенной термосветимости радиоактивность среды, т.е. содержание в горной породе радиоактивных элементов, то величина ТЛ зон урановой минерализации должна быть значительно больше величины ТЛ на железорудных месторождениях. В действительности на исследованных зонах эта зависимость не проявляется, корреляция между значением ТЛ и содержанием урана не наблюдается; поэтому причины следует искать в изменении остальных факторов, влияющих на величину ТЛ пород, — таких, как давление, температура, содержание активаторов и гасителей, интенсивность карбонатизации и т.д. Соотношение активаторов и гасителей (а/г) при прочих равных условиях определяет люминесценцию минералов. Оно, по-видимому, наибольшее в слабо гидротермально измененных породах, обладающих повышенной термосветимостью.

Все это свидетельствует о том, что выяснение причины термосветимости минералов в каждом конкретном случае — очень сложная задача, а к использованию термолюминесцентного метода определения абсолютного возраста необходимо подходить очень осторожно, так как величина термосветимости может определяться не только интенсивностью и временем радиоактивного облучения, но также и другими параметрами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адирович Э.И. Некоторые вопросы теории люминесценции кристаллов. М., изд-во техн.-теор. литер., 1956.
2. Даниэльс Ф., Бойд Ч., Саундерс Д. Термолюминесценция как средство научного исследования. — Успехи физ. наук, 1953, 51.
3. Лавров Н.П., Тарашан А.Н., Власов Б.П., Пудан Г.Ф. О применении термолюминесцентного метода для определения относительного возраста гранитоидов. — Геол. рудн. месторожд., 1961, № 6.
4. Медлин У. Природа ловушек и эмиссионных центров в термолюминесцирующих горных породах. — В кн.: Физика минералов. "Мир", 1971.
5. Ракчеев А.Д. Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии. — Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
6. Овчинников Л.Н., Максенов В.Т. Экспериментальные исследования в области контактных и глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962.
7. Овчинников Л.Н., Максенов В.Т. Об использовании термолюминесценции в геологии. — В сб.: Проблемы геохимии (сборник, посвященный 70-летию академика Виноградова). "Наука", 1965.
8. Levegesn H.W. An Introduction to Luminescence of Solid, 269. — John Wiley. N.Y., 1950.

О ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В СРЕДИЗЕМНОМ МОРЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

(по данным абсолютного возраста терригенных минералов)

Как было показано ранее [1-3], изучение абсолютного возраста терригенных минералов в осадочных породах является хорошим критерием для определения областей сноса осадков и для палеогеографических построений в морской геологии.

Этот прием был нами применен и для изучения осадков Средиземного моря [4].

В результате указанного исследования была составлена карта (рис. 1), на которой изолиниями показаны возрастные метки терригенных минералов в современных осадках Средиземного моря.

На этой карте четко выделяются зоны влияния северного европейского сноса осадков (возрастные метки частиц 130-150 млн. лет), южного золотого Сахарского материала (метки 400-450 млн. лет) и Нильского выноса (метка 150 млн. лет).

Исходя из этих меток можно для различных участков акватории рассчитать количественные соотношения терригенного материала различных источников сноса, что выражено на карте (рис. 1) изохронами. Такое распределение терригенного материала определяется соотношением интенсивности выноса взвесей различными реками, влиянием пыльных бурь Сахары на перенос золотого материала и морскими течениями.

В современную эпоху эти факторы в общих чертах стабильны и распределение осадков из различных источников более или менее выдерживается по всей акватории моря.

Но в геологическом прошлом условия выноса осадков в Средиземном море неоднократно менялись. И даже в относительно недавнее верхнечетвертичное время в связи с ледниковыми периодами они претерпевали некоторые изменения.

Используя метод частиц, меченных возрастом, такие изменения мы четко фиксировали в осадках Черного моря [5]. В этом случае в ряде колонок илов по глубине наблюдались резкие колебания возрастных меток терригенных частиц, которые указывали на значительное усиление выноса материала, в новоэвксинское время (при таянии ледников) с Русской платформы и из Закавказья.

Для решения подобной задачи мы определили абсолютный возраст терригенных минералов в 16 колонках илов, взятых в различных частях Средиземного моря (рис. 2).

Результаты этих определений представлены в таблице.

Изученные колонки имеют различную длину (до 10 м) и включают в себя осадки от современных до нижнеюрмских отложений.

Прежде чем рассматривать полученные значения возрастных меток илов, приведем краткие данные по геологии осадков.

Позднечетвертичные осадки Средиземного моря имеют смешанный состав. Они представлены биогенными (карбонатными) и терригенными минералами. Соотношение этих главных составляющих меняется, но в основном преобладает тип отложений, содержащих 30-50% CaCO_3 .

Терригенный силикатный материал глубоководной области моря, как правило, тонкодисперсный. В основном он представлен глинистыми минералами, среди которых преобладает иллит. В подчиненном количестве встречаются монтмориллонит, хлорит и каолинит.

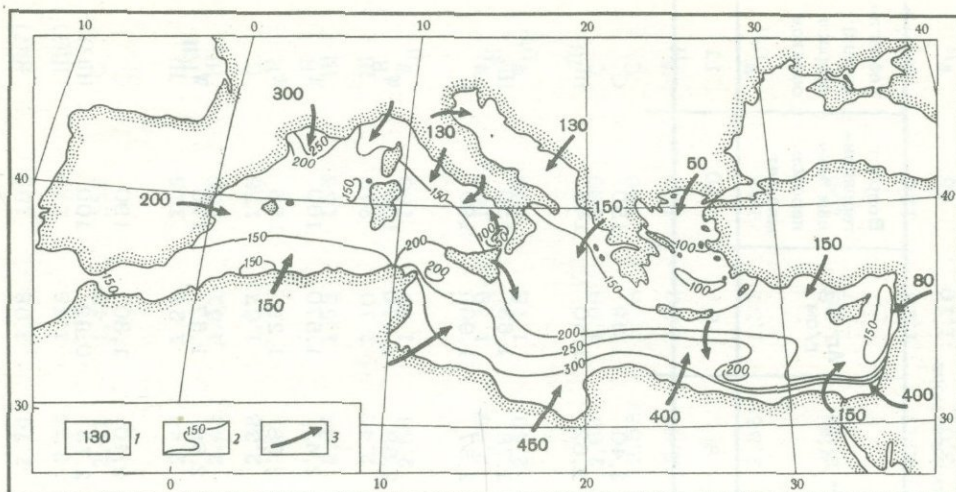


Рис. 1. Абсолютный возраст терригенных минералов осадков Средиземного моря и пород водосборного бассейна

1 - средний возраст терригенных минералов различных областей сноса, млн. лет; 2 - изохроны возрастных меток терригенных минералов осадков Средиземного моря (по Емельянову и др., 1973); 3 - основные пути поступления терригенного материала

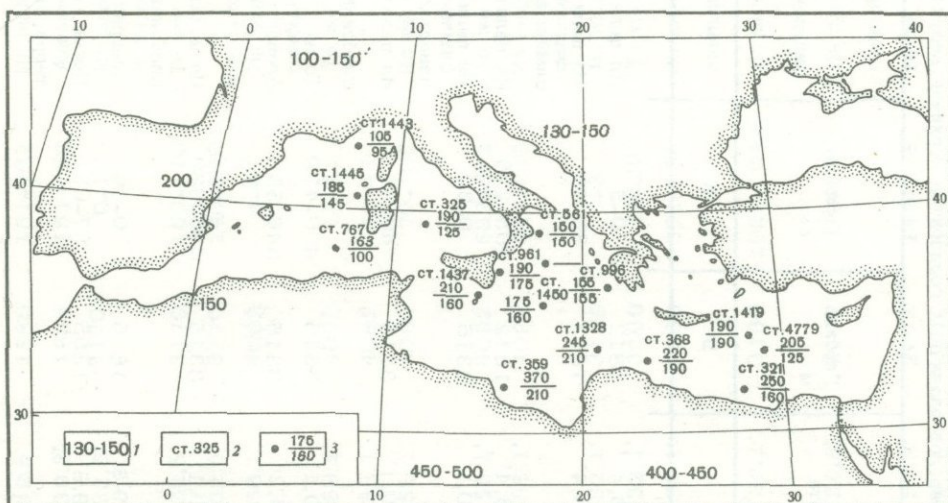


Рис. 2. Схема изменения возрастных меток терригенных минералов осадков Средиземного моря в верхнечетвертичное время

1 - примерный средний возраст терригенных минералов различных областей сноса, млн. лет; 2 - номер станции (см. табл. 1); 3 - абсолютный возраст терригенных минералов позднечетвертичных осадков. В числителе - современная метка, в знаменателе - метка в конце вюрма - начале голоцена (млн. лет)

В алевролитовой и песчаной фракциях в основном преобладают кварц и полевой шпат.

На африканском континентальном склоне в осадках часто встречаются зерна "пустынного кварца", занесенного ветрами из Сахары.

На протяжении верхнечетвертичного времени резкого изменения минерального состава донных отложений не наблюдается, хотя в отдельных районах есть определенные отклонения, обусловленные изменением режима сноса.

Абсолютный возраст терригенных минералов различных горизонтов верхнечетвертичных осадков Средиземного моря

| Номер | | Долгота | Широта | Глубина, м | Горизонт, см | Порода | K, % | Ar · 10 ⁻⁵ , г/см ³ | Возраст терриген- ных ми- нералов, млн. лет | Геологи- ческий возраст осадков |
|-------|---------|----------|----------|---------------|-----------------|--|------|--|---|--|
| п/п | станции | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| 1 | 561 | 17°47,0' | 39°13,4' | 1812 | 0-5 | Ил пелитовый терригенный | 2,40 | 1,39 | 150 | C |
| 2 | 561 | 17°47,0' | 39°13,4' | 1812 | 33-45 | Ил пелитовый терригенный слабоизвестковый | 2,62 | 1,50 | 145 | Н ₁ III |
| 3 | 561 | 17°47,0' | 39°13,4' | 1812 | 205-215 | Ил пелитовый известковый | 2,78 | 1,63 | 150 | Н ₁ I |
| 4 | 310 | 18°51,6' | 37°50,1' | 3315 | 0-30 | Ил пелитовый биогенный известковый | 2,57 | 1,960 | 190 | C |
| 5 | 310 | 18°51,6' | 37°50,1' | 3315 | 40-80 | Ил пелитовый терригенный слабоизвестковый | 2,59 | 1,510 | 150 | W _{II} |
| 6 | 310 | 18°51,6' | 37°50,1' | 3315 | 400-439 | То же | 2,45 | 1,570 | 160 | W _{II} |
| 7 | 310 | 18°49,6' | 37°53,2' | 3315 | 346-558 | Алеврит терригенный слабо- известковый | 2,08 | 1,29 | 155 | W _{II} |
| 8 | 310 | 18°51,6' | 37°50,1' | 3315 | 596-680 | Ил пелитовый терригенный слабоизвестковый | 2,50 | 1,67 | 170 | W _{I/II} |
| 9 | 981 | 15°40,3' | 37°39,8' | 1855 | 0-10 | Алеврит | 2,40 | 1,80 | 190 | C |
| 10 | 981 | 15°40,3' | 37°39,8' | 1855 | 57-63 | Песок мелкозернистый терригенный | 2,73 | 0,99 | 100 | Н ₁ (?) |

| | | | | | | | | | | |
|----|------|----------|----------|------|-----------|--|------|------|-----|--------------------|
| 11 | 981 | 15°40,3' | 37°39,8' | 1885 | 151-162 | Ил мелкоалевритовый | 2,74 | 2,08 | 185 | Н ₁ (?) |
| 12 | 981 | 15°40,3' | 37°39,8' | 1885 | 151-162 | Алеврит | 2,13 | 1,48 | 175 | Н ₁ (?) |
| 13 | 996 | 21°03,8' | 36°32,5' | 3170 | 0-10 | Ил алеврито-пелитовый биогенный известковый | 2,41 | 1,47 | 155 | C |
| 14 | 996 | 21°03,8' | 36°32,5' | 3170 | 160-178 | То же | 2,44 | 1,21 | 125 | Н ₁ II |
| 15 | 996 | 21°03,8' | 36°32,5' | 3170 | 240-250 | " | 2,43 | 1,51 | 155 | Н ₁ I |
| 16 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 4-41 | Ил пелитовый терригенный слабоизвестковый | 2,38 | 1,67 | 175 | C |
| 17 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 13-41 | То же | 2,49 | 1,53 | 155 | Н ₁ |
| 18 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 41-47 | " | 2,46 | 2,10 | 210 | Н ₁ |
| 19 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 70-105 | Ил пелитовый биогенный сильноизвестковый | 2,55 | 1,60 | 160 | W _{II} |
| 20 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 632-662 | То же | 2,49 | 1,79 | 180 | W _{II} |
| 21 | 1450 | 17°59,1' | 35°58,1' | 4092 | 912-940 | Ил пелитовый биогенный сильноизвестковый | 2,49 | 1,78 | 130 | W _{I/II} |
| 22 | 325 | 11°25,1' | 39°32,1' | 3169 | 0-3 | Ил пелитовый биогенный | 2,63 | 1,99 | 190 | C |
| 23 | 325 | 11°25,1' | 39°32,1' | 3169 | 10-20 | То же | 2,58 | 1,78 | 180 | C |
| 24 | 325 | 11°25,1' | 39°32,1' | 3169 | 371-390 | Ил алеврито-пелитовый био- генный с прослоями | 2,67 | 1,29 | 125 | W _{II} |
| 25 | 325 | 11°25,1' | 39°32,1' | 3169 | 1025-1042 | Ил пелитовый биогенный сильноизвестковый | 2,36 | 1,37 | 145 | W _{I/II} |
| 26 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 0-33 | Ил алеврито-пелитовый био- генный | 2,69 | 1,08 | 105 | C |
| 27 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 149-208 | То же | 2,71 | 1,28 | 120 | Н ₁ |
| 28 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 360-366 | " | 3,01 | 1,10 | 95 | W _{II} |

Таблица (окончание)

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|-----|------|----------|----------|------|---------|---|------|------|-----|---------------------|
| 29 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 449-455 | То же | 2,53 | 1,25 | 120 | W _{II} |
| 30 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 751-760 | " | 2,95 | 1,20 | 105 | W _{II} |
| 31 | 1443 | 7°41,9' | 42°56,8' | 2673 | 913-943 | " | 2,94 | 1,50 | 125 | W _{II} |
| 32 | 767 | 06°26,0' | 38°44,9' | 2870 | 6-20 | Ил пелитовый терригенный | 2,21 | 1,44 | 163 | НI |
| 33 | 767 | 06°26,0' | 38°44,9' | 2870 | 250-269 | Ил пелитовый | 3,00 | 1,14 | 100 | W _{II} (?) |
| 34 | 1437 | 13°10,8' | 36°32,8' | 1707 | 0-17 | Глинистый ил | 2,12 | 1,78 | 210 | С |
| 35 | 1437 | 13°1 | 36°32,8' | 1707 | 337-390 | То же | 2,19 | 1,40 | 160 | W _{II} |
| 36 | 1445 | 7°20,5' | 40°40,1' | 2843 | 0-6 | Песок | 2,53 | 1,85 | 185 | С |
| 37 | 1445 | 7°20,5' | 40°40,1' | 2843 | 43-52 | " | 2,55 | 1,88 | 185 | НI |
| 38 | 1445 | 7°20,5' | 40°40,1' | 2843 | 52-65 | Ил зелено-серый | 2,60 | 1,52 | 145 | НI |
| 39 | 0359 | 16°11,5' | 32°11,0' | 297 | 0-15 | Плотная глина с примесью алеврита | 2,07 | 3,18 | 370 | С |
| 40 | 0359 | 16°11,5' | 32°11,0' | 297 | 44-57 | Крупный алеврит | 1,37 | 3,00 | 500 | НI |
| 40а | 0359 | 16°11,5' | 32°11,0' | 297 | 161-176 | Ил пелитовый | 2,20 | 2,38 | 210 | W _{II} |
| 41 | 0368 | 24°45,7' | 33°25,6' | 2105 | 0-12 | Ил алеврито-пелитовый | 2,01 | 1,76 | 220 | С |
| 42 | 0368 | 24°45,7' | 33°25,6' | 2105 | 60-75 | Ил алеврито-пелитовый биогенный | 2,24 | 1,71 | 190 | W _{II} |
| 43 | 0368 | 24°45,7' | 33°25,6' | 2105 | 110-124 | То же | 2,26 | 1,62 | 180 | W _{II} |
| 44 | 0368 | 24°45,7' | 33°29,6' | 2105 | 227-244 | Ил алеврито-пелитовый биогенный | 2,33 | 1,60 | 175 | W _{I/II} |
| 45 | 1321 | 26°36,0' | 32°26,5' | 3242 | 0-5 | Алеврито-глинистый ил | 1,95 | 1,95 | 250 | С |
| 46 | 1321 | 26°36,0' | 32°26,5' | 3242 | 43-60 | То же | 1,79 | 1,14 | 160 | НI |
| 47 | 1328 | 26°36,0' | 32°26,5' | 3591 | 0-16 | Ил алеврито-пелитовый биогенный | 2,48 | 2,52 | 245 | С |
| 48 | 1328 | 26°36,0' | 32°26,5' | 3591 | 40-57 | То же | 2,38 | 1,83 | 195 | НI |
| 49 | 1328 | 26°36,4' | 32°26,5' | 3591 | 360-390 | " | 2,48 | 2,08 | 210 | W _{I/II} |
| 50 | 1328 | 26°36,0' | 32°26,5' | 3591 | 460-490 | " | 2,43 | 2,27 | 230 | W _{I/II} |
| 51 | 1419 | 28°22,2' | 34°25,0' | 2933 | 0-12 | Ил алеврито-пелитовый биогенный | 2,00 | 1,52 | 190 | С |
| 52 | 1419 | 28°22,2' | 34°25,0' | 2933 | 150-162 | То же | 2,04 | 1,55 | 190 | W _{II} |
| 53 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 0-30 | Ил алеврито-пелитовый биогенный известковый | 1,88 | 1,55 | 205 | С |
| 54 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 40-65 | Ил пелитовый терригенный | 1,19 | 0,64 | 135 | НI |
| 55 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 351-365 | Алеврит и алеврито-пелитовый ил | 1,43 | 0,69 | 125 | W _{II} |
| 56 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 425-460 | Ил мелкоалевритовый терригенный | 1,34 | 1,20 | 225 | W _{II} |
| 57 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 470-490 | Ил пелитовый | 1,78 | 0,97 | 140 | W _{I/II} |
| 58 | 4779 | 29°21,4' | 33°33,0' | 3075 | 627-650 | Ил пелитовый с прослоями алеврита | 1,72 | 1,82 | 260 | W _{I/II} |

Определяющим здесь является изменение интенсивности выноса взвесей реками в связи с переменами климата и таянием ледников.

Такие изменения климата в верхнечетвертичное время наблюдались неоднократно. На протяжении рассматриваемого нами периода было два момента интенсивного таяния ледников: в начале голоцена и в среднеюрмское время. К началу голоцена уровень Средиземного моря был на 20–30 м ниже современного, что также оказало существенное влияние на изменение режима сноса осадков. Такое понижение базиса эрозии явилось дополнительным фактором, способствующим выносу терригенного материала реками в глубинные части моря.

Какие же есть предпосылки для изменения возрастных меток терригенных частиц при изменении режима сноса в Средиземное море?

Если в Черноморском бассейне при таянии ледника резко возрастало количество материала, поступающего с севера Русской платформы (он имеет более древние возрастные метки), и это давало резкое повышение возрастных меток прослоев илов и песков, отложенных при таянии ледников, то в бассейне Средиземного моря изменения области сноса почти не происходило.

Альпийские ледники дренируют породы, меченые примерно одним и тем же возрастом (100–150 млн. лет). При увеличении сноса менялось только количество выносимых с севера осадков, а не их возрастные метки. Материал из Фенноскандии сюда практически не поступал.

Вынос золотого материала из Сахары также зависит в некоторой мере от влажности климата. В более засушливые периоды он больше.

Материал, выносимый р. Нилом в более влажные периоды, будет содержать больше частиц, поступающих из верховьев реки, где наблюдаются породы более молодого возраста, чем в нижнем течении, и, следовательно, смесь взвесей у устья реки в это время будет мечена более молодым возрастом. Следовательно, вся совокупность факторов, определяющих возрастные метки терригенных материалов илов, действует в одном направлении – в период таяния ледников они должны омолаживаться.

Имея в виду эти предпосылки, рассмотрим изменение возрастных меток терригенных частиц по длине колонок для различных станций (см. таблицу). Очень больших изменений мы не наблюдаем, хотя во многих случаях они есть и их различия достаточно заметны (во всяком случае выше значений суммарной точности метода).

Прежде всего следует отметить общую закономерность. Почти всюду возрастные метки илов, приуроченных к началу голоцена или концу вюрма, ниже чем в современных отложениях. Иногда они такие же (преимущественно в северо-восточной части моря).

Для большей наглядности это изображено на рис. 2, где у различных станций в дробном числе показана в числителе возрастная метка современных илов, а в знаменателе – возрастная метка илов начала голоцена – конца вюрма.

Эта закономерность объясняется значительным усилением роли относительно молодого материала европейского сноса (таяние ледников) в центральной части Средиземного моря, а для его юго-восточной зоны – усилением выноса относительно молодого материала верховьев Нила (ст. 4779, 321).

На фоне этой закономерности сделаем отдельные замечания для некоторых станций.

На ст. 1450, где длина керна достигает 9,5 м и включает в себя значительную часть осадков Среднего вюрма, фиксируются два понижения возрастных меток илов: на границе вюрма – голоцена и в среднем вюрме. Такая же картина наблюдается и на ст. 1443 и 4779.

Осадкообразование первых станций целиком обусловлено альпийским сносом, а второй станции – выносами Нила. В обоих случаях закономерности одинаковые. Здесь мы фиксируем два момента интенсивного таяния ледников. Если бы мы имели колонки осадков большей длины, то могли бы обнаружить

и более ранние смены климата ледникового периода. Несколько особое место занимает ст. 359, расположенная в заливе Сидра, вблизи Ливийского побережья Африки. Верхний горизонт современных отложений имеет возрастную метку 370 млн.лет, следовательно, он на 90% образован Сахарским материалом, что вполне естественно, поскольку станция находится вблизи берегов Африки. Голоценовый алевроит имеет рекордную возрастную метку - 500 млн.лет. Это чистый сахарский песок, принесенный сюда пыльной бурей. Но на горизонте 161-176 м, который приурочен к верхам вюрма, возрастная метка всего 210 млн.лет, что говорит о том, что ил этого горизонта примерно на 80% состоит из материала, принесенного с Европейского континента.

Следовательно, при таянии ледника с Альп был такой интенсивный снос материала, что мелкие пелитовые частицы достигали побережья Африки, слагая там основную массу осадков. В это же время при увлажнении климата эоловый вынос из Сахары был значительно меньше. Следует также отметить, что понижение возрастных меток на ст. 981 (горизонт 57-63 см) и ст. 996 (гор. 160-178 см) в голоcene, вероятно, обусловлено значительной приемью вулканического пепла от близко расположенных вулканов. На больших удалениях роль пеплового материала незначительна.

Таким образом, изучение возрастных меток илов Средиземного моря в верхнечетвертичное время дает нам информацию о ряде палеогеографических событиях этого времени и при более детальной разработке этого вопроса может дать много интересных дополнительных сведений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крылов А.Я., Силин Ю.И. Возможность применения аргонного метода определения возраста для изучения миграции терригенных осадков. - Докл. АН СССР, 1959, 129, № 3.
2. Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
3. Крылов А.Я. Ядерная геохронология в палеогеографии. - Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. "Наука", 1969.
4. Емельянов Е.М., Крылов А.Я., Силин Ю.И., Шимкус К.М., Цовбун Я.М. Возрастные провинции терригенно-вулканоогенного материала Средиземного моря. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 4.
5. Крылов А.Я., Емельянов Е.М., Силин Ю.И., Шимкус К.М., Цовбун Я.М. Некоторые вопросы формирования терригенного материала глубоководных древнечерноморских и новоэвксинских осадков Черного моря. - В сб.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. "Наука", 1973.

ИСТОЧНИК МАТЕРИАЛА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА г. ВОЛОГДЫ (по данным абсолютного возраста терригенных минералов)

Как было показано ранее, мельчайшие частицы терригенных минералов сохраняют аргон-калиевое отношение, близкое к таковому в исходных породах.

Это обстоятельство позволяет использовать частицы, "меченые абсолютным возрастом", для изучения миграции песков и илов как в современных водоемах, так и для палеогеографических построений [1-7]. Была показана в общем виде и применимость метода к исследованию ледниковых отложений [2].

В данной статье мы попытаемся решить вопрос о происхождении моренного материала района г. Вологды.

Моренные отложения данного района имеют сложное строение и формировались в несколько этапов. Их терригенный материал мог поступать как из Карелии и Кольского полуострова, так и со стороны Северного Урала и Новой Земли. Одновременно он и был захвачен из древних геологических отложений по пути движения ледника и, наконец, заимствован из более древних морен.

Сводная стратиграфическая колонка ледниковых отложений района представлена на рис. 1. Разрез ледниковых отложений по опробованным буровым

скважинам - на рис. 2. Вкратце разрез ледниковых отложений района представляется в следующем виде.

Окский ледниковый горизонт сложен валунным суглинком светло-буровато-коричневого цвета с включением 8-12% гравия, гальки и валунов. В морене встречаются прослой мощностью от 0,1 до 24,0 м песка, ленточного суглинка, а также отторженцы до 10 м дочетвертичных пород (триаса и перми). Мощность морены колеблется от 0,1 до 10-15м.

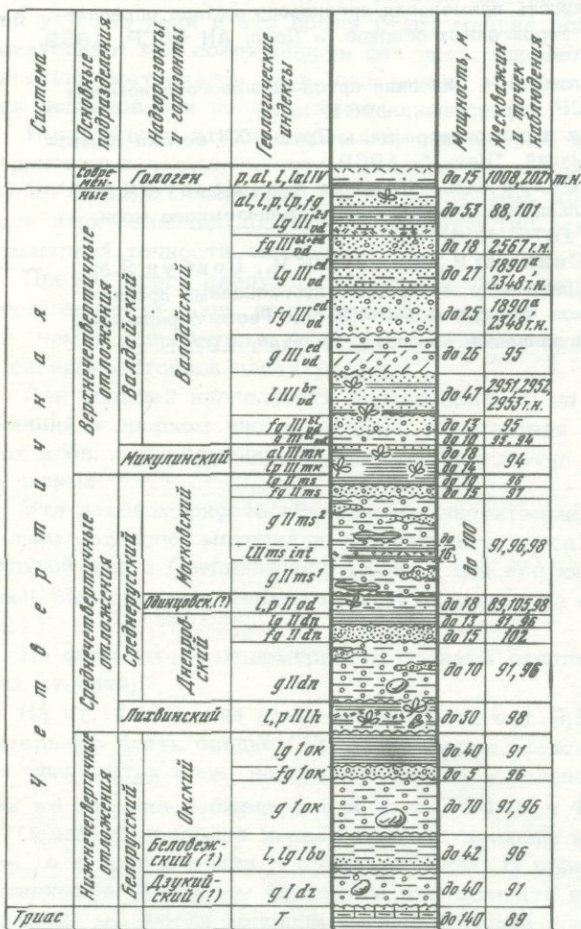


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка района г. Вологды

1 - суглинок валунный; 2 - супесь валунная; 3 - суглинок и глина; 4 - супесь; 5 - песок; 6 - песок, гравий, галька, валуны; 7 - торф; 8 - отторженцы дочетвертичных пород; 9 - древесина; 10 - растительные остатки

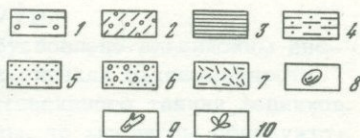


Таблица 1

Коренные породы областей оледенения

| Номер п/п | Место взятия образца | Порода | Возраст, млн. лет |
|-----------|-----------------------------|-------------------------------------|-------------------|
| 1 | Карелия | Метаморфические породы и гранитоиды | 1300-1600 |
| 2 | Кольский полуостров | То же | 1600-2000 |
| 3 | Северный Урал и Новая Земля | " | 300-400 |

Таблица 2

| Номер п/п | Место взятия образца | Порода | K, % | Ag, 10^{-5} г/см ³ | Возраст, млн. лет |
|-------------------------------------|---|-----------------------------|------|---------------------------------|-------------------|
| <i>Северо-западное направление</i> | | | | | |
| 1 | С. Бор, р. Кондига | Песчаник, Д | 1,24 | 6,10 | 985 |
| 2 | С. Вознесенское Р. Сясь | Песчаник среднезернистый, Д | 1,09 | 5,21 | 965 |
| 3 | Р. Сясь | Песчаник мелкозернистый, Д | 1,44 | 2,86 | 460 |
| <i>Северо-восточное направление</i> | | | | | |
| 4 | Район Воркуты | Песчаник, Р | 0,75 | 1,14 | 360 |
| 5 | Там же | " Т | 0,96 | 1,35 | 340 |
| 6 | Район Печоры | " Р | 0,60 | 0,92 | 360 |
| 7 | Район Инта | " " | 0,91 | 1,33 | 355 |
| 8 | Район Котласа | " " | 1,44 | 2,07 | 350 |
| <i>Вологодская возвышенность</i> | | | | | |
| 9 | Дер. Токарево Ярославской области (р. Ухтома) | Песчаник, Р ₂ | 1,15 | 2,25 | 460 |
| 10 | Дер. Мятлево Вологодской области | Песчаник, Р ₂ | 1,65 | 2,34 | 340 |
| 11 | Дер. Костино Вологодской области (юго-восточный склон Комельской впадины) | Песчаник, Т ₁ | 1,72 | 2,12 | 305 |
| 12 | Там же | То же | 1,99 | 2,75 | 330 |

реки и Урала. В этом случае, хотя и могло быть заметное омоложение материала, транспортируемого ледником с Фенноскандии за счет примеси подстилающих пород, но не до такой степени, как при движении с северо-восточного направления.

Коренные породы северо-восточного направления имеют возраст, близкий с породами Северного Урала и Новой Земли, откуда также, возможно, происходило наступление ледника. Следовательно, в этом случае вопрос об источнике обломочного материала не может быть решен однозначно. Если абсолютный возраст обломочного материала около 300-400 млн. лет, то можно только предположить его Уральское происхождение или захват материала коренных пород северо-восточного направления.

АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА МОРЕН РАЙОНА г. ВОЛОГДЫ

Для определения абсолютного возраста использовался материал окской морены, взятый с различных горизонтов (обр. № 1-3), днепровской морены (обр. 5), московской морены (обр. № 8-11), валдайской морены (обр. 12), а также образцы из отложений лихвинского (обр. 4) и одинцовского (обр. 7) межледниковья (табл. 3).

Рассмотрим полученные данные абсолютного возраста по обломочному материалу окского ледникового горизонта.

Для определения возраста были взяты образцы их скважин на реках Соть и Ухтома из разных возрастных горизонтов. С глубины 161,3 м взят обр. 1 (табл. 3) – валунный суглинок. Возраст материала, входящего в этот суглинок, равен 765 млн. лет, что, вероятно, указывает на образование морены из смешанного материала карельских и местных коренных пород. Такое усреднение возраста вполне объяснимо, так как при движении ледника, вероятно, происходило смешивание материала, транспортируемого ледником, с материалом, захваченным по пути движения. Два других образца (2, 3, табл. 3) представлены валунным суглинком этого же окского горизонта, но взяты с других глубин разреза скважины на р. Соть. Так же, как и в предыдущем случае, возраст обломочного материала указывает на смешивание карельского и местного материала примерно в равных соотношениях [подсчет содержания карельского материала производили исходя из его возраста (1300 млн. лет)

Таблица 3

Абсолютный возраст обломочного материала морен
района г. Вологды

| № обр. | Индекс горизонта | Место взятия образца | Глубина взятия, м | Порода | K, % | $A_{\gamma} \cdot 10^{-5}$ г/см ³ | Возраст, млн. лет | Процент содержания карельского материала |
|--------|------------------|----------------------------|-------------------|----------------------|------|---|-------------------|--|
| 1 | gIIIdz? | Дер. Токарево (р. Ухтома) | 161,3 | Суглинок валунный | 1,41 | 5,05 | 765 | 44 |
| 2 | gIIok | Дер. Трубайка (р. Соть) | 118,0 | То же | 1,48 | 7,02 | 960 | 64 |
| 3 | gIIok | Там же | 88,0 | " | 1,64 | 6,67 | 850 | 52 |
| 4 | IpIIIп | Дер. Парфеньево | 31,0 | Супесь | 1,33 | 8,62 | 1215 | 91 |
| 5 | gIIIIdn | Дер. Токарево | 99,1 | Суглинок | 1,31 | 3,20 | 530 | 20 |
| 6 | gIIIIdn | " | 55,5 | Супесь | 1,26 | 7,25 | 1110 | 80 |
| 7 | IIIod? | Дер. Трубайка (р. Соть) | 17,20 | " | 2,48 | 7,64 | 675 | 34 |
| 8 | gIIIms | Дер. Резвино (р. Масляная) | 52,00 | Суглинок | 1,81 | 3,64 | 465 | 12 |
| 9 | gIIIms | Там же | 18,50 | Мелкозернистый песок | 1,31 | 8,40 | 1200 | 90 |
| 10 | gIIIms | Дер. Токарево (р. Ухтома) | 17,50 | Суглинок | 2,15 | 3,34 | 370 | 2 |
| 11 | gIIIIdv | Район Харовска | 5,0 | Глина валунная | 1,31 | 5,53 | 875 | 55 |
| 12 | gIIIIdv | Там же | 3,40 | То же | 1,08 | 7,16 | 1235 | 93 |

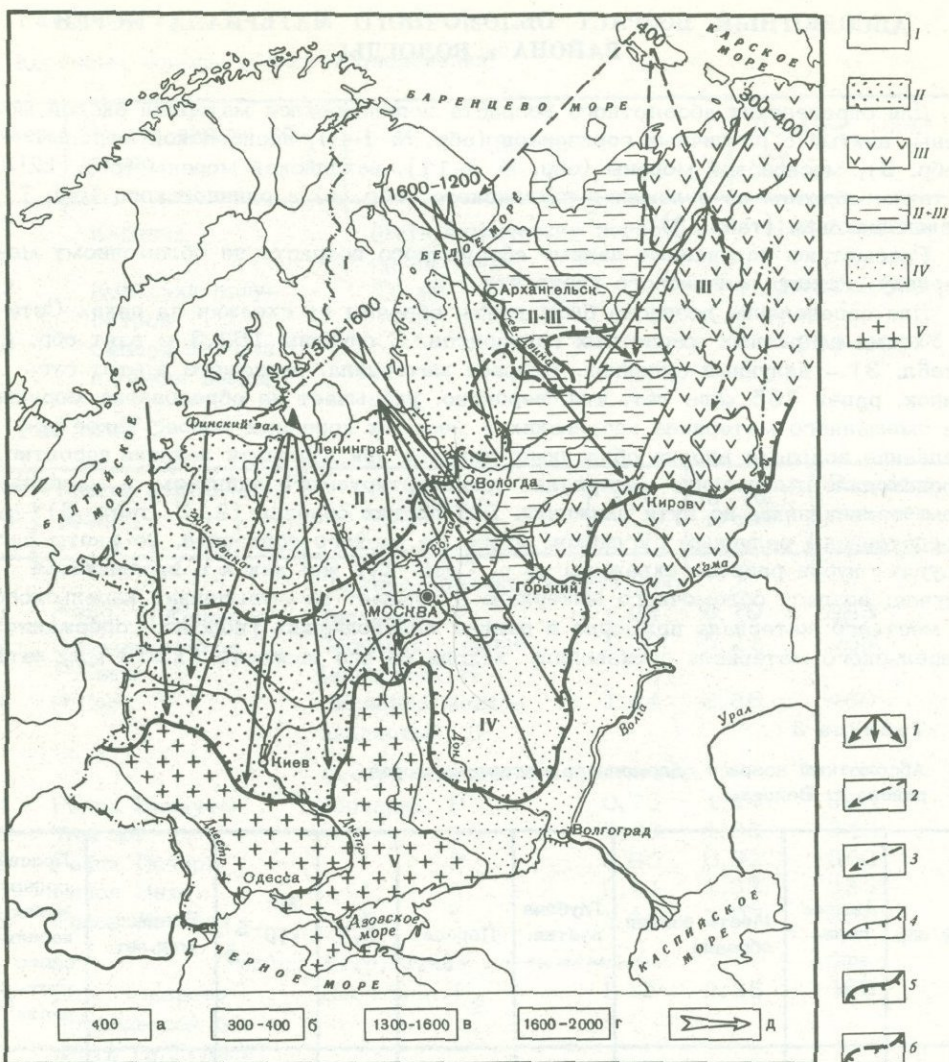


Рис. 3. Сводная схема миграции терригенных минералов и их областей сноса
 Абсолютный возраст пород (по аргоновому методу): а - возраст пород новоземельского комплекса; б - возраст пород уральского комплекса; в - возраст пород Карельского комплекса; г - возраст пород Кольско-Карельского комплекса; д - пути миграции терригенных минералов, входящих в состав морен.

Схема терригенно-минералогических провинций четвертичного покрова (по А.С. Рябченкову): I - Карельская пироксен-гранат-амфиболовая (роговая обманка, актинолит, тремолит); II - северо-западная, роговообманковая с подчиненным содержанием эпидота и граната, с большим количеством карбонатных минералов в легкой фракции; III - северо-восточная, эпидотовая с подчиненным содержанием роговой обманки и граната, с эгирином и кремнем в легкой фракции; II-III - переходная зона между северо-западной и северо-восточной провинциями, роговообманковая эпидотовая; IV - юго-восточная, роговообманковая с высоким содержанием метаморфических минералов; V - юго-западная, роговообманково-эпидотовая, местами с повышенным содержанием граната.

Области рассеивания ледниковых валунов (по С.А. Яковлеву): 1 - скандинавских и карельских пород; 2 - новоземельских пород; 3 - уральских пород; 4 - предельная граница первого постмаксимального оледенения; 5 - предельная граница максимального оледенения; 6 - граница валдайского максимального оледенения (по книге "Четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР")

и среднего возраста подстилающих пород Вологодского района (350 млн. лет)]. Минеральный состав окской морены также указывает на то, что происходило смешение материала подстилающих пород триаса с породами, имеющими минеральный состав, сходный с минеральным составом карельских пород.

Следующий образец взят из озерно-болотных отложений лихвинского межледникового горизонта. Залегают они на водноледниковых, реже на ледниковых нижнечетвертичных осадках.

Озерно-болотные отложения перекрыты мореной днепровского оледенения. Представлены данные отложения супесью. Абсолютный возраст частиц супеси равен 1215 млн. лет, что близко к возрасту карельских пород.

Рассмотрим данные абсолютного возраста обломочного материала днепровского ледникового горизонта, который представлен супесью и валунным суглинком. Он равен 530 млн. лет (обр. № 5, табл. 3), что говорит о том, что суглинок сложен в основном местным материалом. Примесь принесенного материала здесь, видимо, небольшая: примерно 15-20%. Обращает на себя внимание супесь (обр. № 6) из этого же горизонта, в состав которой входит обломочный материал таких пород, как диабаз, гранит, аплит (явно карельского типа). Возраст его 1110 млн. лет, что подтверждает преобладание карельского материала.

Озерно-болотные отложения одинцовского межледникового горизонта взяты из скважины на р. Соть. Эти отложения представлены суглинком и супесью, залегающими между днепровской и московской моренами; мощность их 12-18 м.

Для определения возраста взят образец супеси с глубины 17 м, который дал средний возраст обломочного материала, характерного для днепровского горизонта.

Морена московского оледенения для района г. Вологды распространена повсеместно. Представлена она суглинком, реже супесью и глиной. Для определения абсолютного возраста было взято четыре образца из разных скважин. Обр. № 8 (табл. 3) - суглинок, возраст его терригенных частиц 465 млн. лет; обр. 10 - суглинок, возраст его материала 370 млн. лет. В суглинке наблюдаются включения преимущественно местных пород: мергеля, известняка, доломита (на 30-50%), песчаника (на 12-30%), сланца (до 20%) и немного гранита и основных пород. Как было показано, коренные породы Вологодского района имеют возраст 350-450 млн. лет. Мелкозернистый песок обр. № 9 имеет возраст 1200 млн. лет. Этот терригенный материал в основном карельского происхождения.

Для Валдайской морены закономерно содержание большого количества валунов, принесенных из Карелии. Обр. 11 взят в районе Харовска с глубины 5,40 м и представлен валунной глиной - возраст 875 млн. лет. Здесь к карельскому материалу возможна примесь как местного материала, так и ранее отложенного днепровской мореной.

Обломочный материал валунной глины Валдайского оледенения (обр. № 12) взят в районе Харовска, мечен возрастом 1235 млн. лет, что говорит о его карельском происхождении.

Сводные данные по абсолютному возрасту терригенного ледникового материала различных центров оледенения, терригенно-минералогических провинций по А.С. Рябченкову [9-10] и схема рассеяния ледниковых валунов по С.А. Яковлеву [11] представлены на рис. 3.

Конечно, рассмотренные нами данные схематичны. Они являются рекогносцировочными. Для более полных и уверенных суждений нужны дополнительные исследования, но и в таком виде перспективность метода "частиц, меченных возрастом", для изучения генезиса ледниковых отложений достаточно убедительна.

ВЫВОДЫ

1. Как было установлено ранее, мельчайшие частицы терригенного материала, образующегося при разрушении кристаллических пород, сохраняют абсолютный возраст, близкий к возрасту исходного материала. Это дает возможность использовать абсолютный возраст обломочного материала для палеогеографических исследований, в том числе и для изучения направления движения ледников.

2. Если ледниковые отложения образовались из исходного материала, имеющего различный абсолютный возраст, мы можем судить не только о направлении его движения, но и о количественном соотношении материала разных областей сноса.

3. Для района Вологды потенциальными источниками терригенного материала морен могут быть:

а) породы Карелии с возрастом 1300–1600 млн. лет; б) породы Карельского полуострова с возрастом 1600–2000 млн. лет; в) породы Северного Урала и Новой Земли с возрастом 300–400 млн. лет; г) коренные палеозойские породы к северо-западу от Вологды с возрастом 400–800 млн. лет; д) коренные палеозойские породы района Вологды и к северо-востоку (направление на Урал) с возрастом 350–400 млн. лет.

Кроме того, для терригенного материала оледенений и межледниковых эпох (кроме окского) возможна примесь моренного материала предыдущего оледенения.

4. Полученные данные по абсолютному возрасту обломочного материала различных морен для района Вологды колеблются в широких пределах: 370–1285 млн. лет, что указывает на значительное смещение моренного материала, полученного из различных источников.

5. Учитывая, что возраст коренных пород Ново-Земельско-Уральского сноса и коренных палеозойских пород района Вологды близок (300–400 млн. лет), уточнить влияние этих источников сноса по данным абсолютного возраста нельзя: здесь необходимо привлекать дополнительные петрографические критерии. Абсолютный возраст Карельского материала резко отличен (1300–1600 млн. лет) его можно четко диагностировать и определить его примесь количественно.

6. На основании тех немногих данных, которые нами получены по абсолютному материалу ледниковых отложений для района Вологды, можно сделать следующие выводы:

а) окская морена образована из смешанного материала, около половины или более которого составляет карельский материал; остальная часть, по видимому, представляет обломки местных коренных пород;

б) возраст песков лихвинского межледниковья 1215 млн. лет; они образованы, вероятно, за счет окских моренных отложений с дополнительным усилением роли карельского материала;

в) возраст двух образцов днепровских морен резко различен: 1110 и 530 млн. лет, что указывает в первом случае на резкое преобладание Карельского материала, во втором – на резкое преобладание местного палеозойского материала;

г) аналогичная картина наблюдается для обломочного материала московской морены, где также встречаются участки, почти нацело образованные карельским материалом (1200 млн. лет) и почти нацело образованные местным (370 млн. лет).

7. Все эти данные указывают на то, что во всех моренах присутствует карельский материал, разбавленный в значительной мере материалом местных подстилающих пород. В ряде случаев не исключена примесь и уральского материала, но петрографические критерии указывают на малую вероятность его присутствия в моренных отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Крылов А.Я., Барановская Н.В., Ловцюс Г.П. Определение возраста гранитных галек и аркозовых песков аргоновым методом. – Труды VI сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1956.
2. Крылов А.Я., Силин Ю.И. Применение аргонового метода определения возраста для изучения миграции терригенных осадков. – Докл. АН СССР, серия геол., 1959, 129, № 3.
3. Крылов А.Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам. – Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол., "Наука", 1960.
4. Крылов А.Я., Силин Ю.И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии. – В сб.: Химия земной коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1969.
5. Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. – Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 3.
6. Крылов А.Я., Силин Ю.И., Абдуллаев Р.Н., Нечай Г.Н. К вопросу о палеогеографии века продуктивной толщи на Апшеронском полуострове. – Труды X сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций. М., 1961.
7. Крылов А.Я. Ядерная геохронология в палеогеографии. – Труды XV сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций, 1970.
8. Рухина Е.В. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.
9. Рябченков А.С. Результаты сравнительного изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины. – Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. II, 1961.
10. Рябченков А.С. Региональная основа и аспекты изучения валунного и минерального состава четвертичных отложений северо-восточной части Русской платформы. – В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4. "Недра", 1965.
11. Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956.

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА БЕЛОРУССИИ И ЛИТВЫ

Поздний антропоген – важный этап в истории Земли и человеческого общества. Выяснение его абсолютной хронологии представляет собой одну из наиболее актуальных задач геологии антропогенного периода, имеет большое прикладное значение и является необходимым условием для успешного развития ряда научных дисциплин естественных наук (палеогеологии, палеофлористики, почвоведения и др.). В настоящей статье представлен опыт создания региональной шкалы абсолютной геохронологии позднего антропогена Белоруссии и Литвы.

К позднему антропогену в соответствии с общепринятыми представлениями отнесены две последние эпохи четвертичного периода: позднплейстоценовая и голоценовая. Наиболее важные материалы по абсолютной хронологии эпохи позднего плейстоцена рассматриваемой территории получены на основе изучения методами геохимии изотопов (в первую очередь, радиоуглеродным методом) отложений древнеозерных котловин Поозерья и северной части перигляциальной зоны валдайского оледенения (распространенных в основном в пределах Белорусской гряды, Центрально-Белорусской равнины Полесья), аллювия в речных долинах бассейнов Западной Двины, Немана и Днепра, а также разрезов на водоразделах и склонах в районах развития отложений лессовой формации. Абсолютная хронология голоценовой эпохи Белоруссии и Литвы в настоящей статье представлена на основе радиохронологического (радиоуглеродного) изучения материалов разрезов озерно-болотных отложений, большая часть которых находится на территории Литовской ССР.

Следует отметить вклад радиоуглеродного метода определения абсолютного возраста для обоснования хронологического положения рубежей выделенных климатостратиграфических подразделений позднего антропогена Белоруссии и Литвы. В настоящей работе нами использованы 123 радиоуглеродные даты, выполненные в разных лабораториях. Радиоуглеродный метод абсолютного датирования позволил с достаточной детальностью произвести хронологическое расчленение голоценовой и поздней части позднплейстоценовой эпох на более мелкие по рангу интервалы времени. Известно, что возможности радиоуглеродного метода позволяют подвергать абсолютному датированию углеродсодержащие материалы, образовавшиеся в поздней части позднплейстоценовой эпохи. Поэтому для обоснования хронологического положения климатостратиграфических подразделений ранней части позднплейстоценовой эпохи в предлагаемой шкале использованы результаты определения соотношений изотопов кислорода O^{16}/O^{18} в раковинах планктонных фораминифер из колонок морских грунтов, в керне глетчерного льда и в сталактитах из некоторых пещер, а также йониево-проактиниевые (Th^{230}/Pa^{231}) даты кораллов морских террас Барбадоса и других островов Мирового океана.

Ниже представлены списки радиоуглеродных дат, характеризующих абсолютный возраст различных временных интервалов позднего антропогена Белоруссии и Литвы (от современности к прошлому).

1. Голоценовая эпоха.

1. Субатлантический период: ТА-160:670±50, Сморгонь; ЛЕ-246:920±100, Колочин I; Мо-35:960±100, Липлюнай; ТА-161:1045±60, Сморгонь; Vs-1:1520±225, Манчягире; ЛЕ-688:1620±60, Радышева Гора; ЛЕ-340:1670±240, Адаменка [36]; Мо-204:1720±170, Тимошковици; ЛЕ-691:1760±60, Обидня; ЛЕ-442:1770±110, Колочин I; Vs-53:2270±60, Сморгонь; Vs-2:2895±225, Манчягире; Vs-7:3050±150, Бебрукас.

2. Суббореальный период: ЛЕ-636:3190±60, Красное Село; ЛЕ-756:3350±60, Осовец II; ЛЕ-799:3590±150, Красное Село Vs-9:3800±160, Бебрукас; ЛЕ-835:3860±50, Швянтойи ЛЕ-757:3880±60, Кривина; Ri-9:3900±100, Швянтойи Vs-10:4100±150, Бебрукас; ЛЕ-833:4100±100, Швянтойи Vs-22:4100±100, Швянтойи; ТА-246:4120±80, Швянтойи Vib-1:4190±80, Швянтойи; ЛЕ-904:4225±70, Швянтойи GrN-5125:427±40, Кривина; ГИН-148:4310±45, Красное Село; Vs-23:4400±55, Швянтойи; ТА-247:4400±90, Швянтойи; ТА-242:4830±80, Усвяты; Мо-242:5120±200, Балазна; ЛЕ-637:5300±300, Красное Село; Vs-12:5350±180, Бебрукас.

3. Атлантический период: Vs-13:5350±180, Бебрукас; ЛЕ-789:5450±75, Заценье; Мо-46:6100±230, Пурмалай; Vs-14:6350±240, Бебрукас; Vs-15:6600±170, Бебрукас; ЛЕ-274:6650±150, Гренск; Vs-16:6900±190, Бебрукас; Vs-17:7750±260, Бебрукас.

4. Бореальный период: Vs-18:8100±290, Бебрукас; Мо-34:8500±300, Гожа; Мо-203:8580±270, Бержуолайтис; ТА-189:8790±90, Пауосупе.

5. Пребореальный период: Мо-204:9860±300, Вевис.

II. Позднеплейстоценовая эпоха.

A. Валдайское, нямунасское оледенение

а. Поздневалдайская мегастадия.

1. Финская криоосцилляция: ТА-134:10100±95¹, Студенец; ТА-223:10330±100, Студенец; ТА-135:10810±100, Студенец.

2. Беллингско-аллередская (палеоголоценовая, готигляциальная) термофаза: ЛУ-75С:11080±320, Комаришки; Мо-205:11200±340, Вевис; ЛУ-158:11230±250, Комаришки; Vs-19:11300±300, Бебрукас; Vs-42:11310±110, Зярвинос; ЛУ-75А:11430±460, Комаришки; Мо-341:11500±400, Памяркес; ТА-190:11530±110, Рудня; Vs-43:11540±110, Рудня; ТА-188:11630±120, Манчягире; ТА-192А:11730±110, Памяркес; Vs-20:11800±300, Бебрукас; ТА-192Б:11820±110, Памяркес; Vs-45:11920±160, Памяркес; ТА-124:11930±110, Зярвинос; ТА-240:11930±110, Манчягире; U-675:11970±180, Рудня; Vs-55:11990±120, Канюкай; U-2107:12080±460⁴³⁰, Рудня; Vs-46:12100±100, Манчягире; ТА-125:12160±120, Зярвинос; Мо-340:12260±260, Памяркес; ТА-191:12650±130, Зярвинос; Vs-47:12700±80, Манчягире; Мо-339:12710±315, Рудня.

3. Ранние фазы деградации ледника (катагляциал): ЛУ-102:12970±140¹, Елисеевичи; ЛУ-153:13650±200¹, Юдиново; ЛУ-103:13830±850, Юдиново; ЛУ-126:14470±100¹, Елисеевичи; ЛУ-127:15660±180¹, Юдиново.

4. Максимум оледенения: ~17000 лет назад.

5. Фазы роста ледникового покрова (поздний анагляциал): ЛУ-95А:17770±150, Дричалуки; ЛУ-95В:17900±160, Дричалуки; Tп-36:18020±110, Дричалуки; ЛУ-96А:18370±180, Дричалуки; ЛУ-76А:18730±1230¹, Гожа; ЛЕ-450:20570±430, Гренск; ЛУ-91:22430±210, Шапурово; ЛУ-76В:22740±1870, Гожа; ЛУ-89:22950±440, Гожа; ЛУ-76С:23200±520, Гожа; ЛУ-104:23430±180¹, Бердыж; ЛУ-97А:23630±370, Дричалуки; ЛУ-90В:24860±230, Гожа; ЛУ-90А-25100±250, Гожа; ЛУ-125:26470±420¹, Юровичи.

6. Дунаевский интерстадиал: ЛУ-105:28170±750, Борисова Гора; ЛУ-78А:29150±850, Шапурово; ЛУ-132:30340±610, Красная Горка; Tп-46:31550±350, Шапурово.

7. Великорешская стадия: ГИН-80:33000±400, Елисеевичи.

б. Средневалдайский мегаинтерстадиал.

1. Вязьинский интерстадиал: ЛУ-98В:35300±2000, Слобода; ЛУ-92В:36400±800, Шапурово; ЛУ-318:>37100, Красная Горка; ЛУ-150:37200±910, Вязьинка; ЛУ-98А:37960±1000, Слобода; Tп-51:38300±1400, Красная Горка; ЛУ-99:38500±1220, Красная Горка.

¹ "Омоложденные", по мнению авторов этой статьи, радиоуглеродные даты.

2. Чудская стадия: ЛУ-112:42 820±1170, Красная Горка; ЛУ-74:44 400±400, Красная Горка.

3. Красногорский интерстадиал: ЛУ-133:45 260±800, Красная Горка; ЛУ-164:46 030±1710, Красная Горка; ЛУ-186:46 770±830, Красная Горка; ЛУ-304:45 480, Дорошевичи. Судя по гренландской палеотемпературной кривой, начался ~56000 лет назад.

в. Средневалдайская мегастадия: ЛУ-139В: > 47 500¹, Мигово.

г. Ранневалдайский мегаинтерстадиал.

1. Йонениский II, круглицкий интерстадиал. ЛУ-81В: > 38 100, Чериков; ЛУ-82А: > 41 700, Слобода; ЛУ-77А: > 42 000, Карчевщина; ЛУ-309: > 50 000, Слобода (по $\text{Th}^{230}/\text{Pa}^{231} \sim 80\,000$ лет назад).

2. Лапландская стадия (по $\text{Th}^{230}/\text{Pa}^{231} \sim 90\,000$ лет назад).

3. Йонениский I, тарасовский интерстадиал. ЛУ-101А: > 44 000, Комотово; ЛУ-100: > 50 200, Мурава (по $\text{Th}^{230}/\text{Pa}^{231} \sim 100\,000$ лет назад).

д. Ранневалдайская мегастадия.

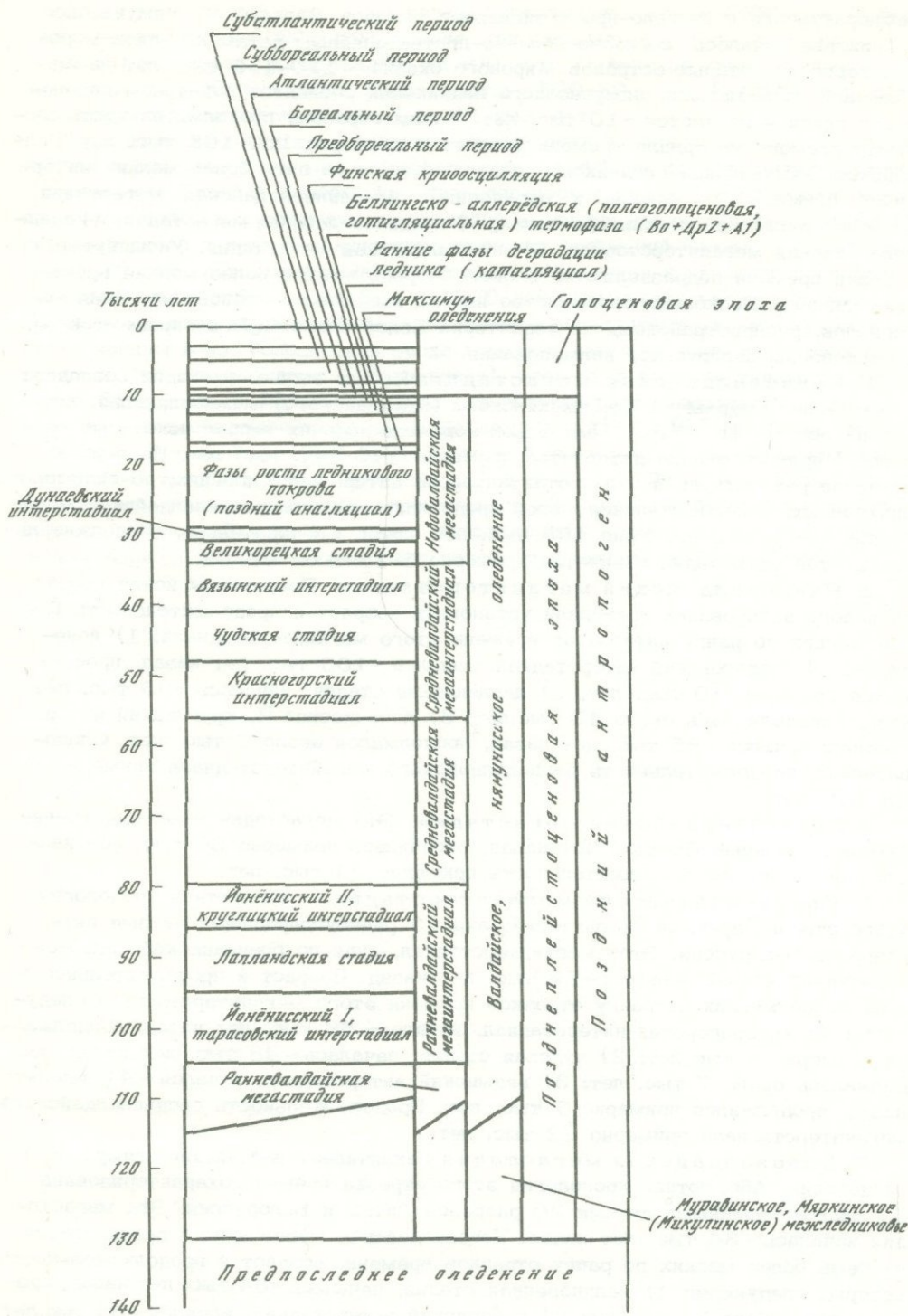
Б. Муравинское, мяркинское (микулинское) межледниковье: Мо-256: > 34 000, Микулино; Vs-38: > 41 600, Нятесос; Тп-42: > 46 000, Черный Берег (по $\text{Th}^{230}/\text{Pa}^{231} \sim 115\,000-130\,000$ лет назад).

Абсолютные даты радиоуглеродного, йониево-протактиниевого и палеотемпературного методов в сочетании с разносторонним геологическим и палеоботаническим анализом позволили в общих чертах восстановить картину абсолютной хронологии позднего антропогена Белоруссии и Литвы, а также совершить попытку создания шкалы абсолютной хронологии позднего антропогена Белоруссии и Литвы (см. рис.).

Позднеплейстоценовая эпоха является более ранней частью позднего антропогена. Абсолютная хронология этой эпохи охарактеризована 76 радиоуглеродными датами, относящимися к 31 разрезу Белоруссии и Литвы. Хронологическое положение климатостратиграфических подразделений ранней части позднеплейстоценовой эпохи установлено на основе результатов палеотемпературного и йоний-протактиниевого изучения материалов, образовавшихся, по-видимому, синхронно рассматриваемым интервалам времени. Позднеплейстоценовая эпоха началась, как свидетельствуют йониево-протактиниевые даты древних береговых линий морей, ~130 тыс. лет назад. Окончание этой эпохи совпадает с началом голоценовой эпохи, которое на основе радиоуглеродных дат некоторых разрезов датируется 10 тыс. лет. Следовательно, продолжительность позднеплейстоценовой эпохи равняется 120 тыс. лет. Позднеплейстоценовая эпоха подразделяется на две части: муравинское, мяркинское (микулинское) межледниковье и валдайское, нямунасское ледниковье.

Муравинское, мяркинское (микулинское) межледниковье является начальным этапом позднеплейстоценовой эпохи, а также и позднего антропогена Белоруссии и Литвы. Об абсолютной хронологии этого интервала времени позволяют судить результаты палеотемпературных исследований (определения соотношений изотопов $\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$ в раковинах планктонных фораминифер из колонок глубоководных морских грунтов, керн глетчерного льда, сталактитов некоторых пещер, а также результатов датирования йониево-протактиниевым методом древних береговых линий Мирового океана). Согласно всем этим исследованиям, последнее (рисс-вюрмское) межледниковье, являющееся аналогом муравинского, мяркинского (микулинского) межледниковья, относится к промежутку времени от 130 до 110-115 тыс. лет, т.е. оно продолжалось около 15-20 тыс. лет. Небезынтересно, что подсчеты пар тончайшей слоистости, обусловленной чередованием светлых (зимних) и темных (летних) микрослоев (толщиной 0,1-0,6 мм) муравинских межледниковых озерных отложений, приводит к весьма близкому выводу о том, что продолжительность муравинского межледниковья равняется примерно 15 тыс. лет.

¹ "Омоложенные", по мнению авторов этой статьи, радиоуглеродные даты.



Шкала абсолютной геохронологии позднего антропогена Белоруссии и Литвы

Валдайское, нямунасское ледниковье является более поздней частью позднеплейстоценовой эпохи. Абсолютная хронология этого интервала времени охарактеризована 73 радиоуглеродными датами, относящимися к 28 разрезам Белоруссии и Литвы. Для определения возрастного положения климатостратиграфических подразделений его ранней части использованы результаты палео-

температурного и йониево-протактиниевого методов. Валдайское, нямунасское ледниковье началось, согласно йониево-протактиниевым датам кораллов морских террас некоторых островов Мирового океана, ~110-115 тыс. лет назад. Окончание валдайского, нямунасского ледниковья совпадает с началом голоценовой эпохи и равняется ~10 тыс. лет. Таким образом, продолжительность рассматриваемого интервала времени равняется примерно 100-105 тыс. лет. Валдайское, нямунасское ледниковье подразделяется на пять более мелких интервалов времени (от начала к окончанию): 1) ранневалдайская мегастадия, 2) ранневалдайский мегаинтерстадиал, 3) средневалдайская мегастадия, 4) средневалдайский мегаинтерстадиал, 5) нововалдайская мегастадия. Упомянутые отрезки времени подразделяются в свою очередь на еще более мелкие временные единицы. Поскольку большинство из них выделено на основе изучения материалов, распространенных на территории Белорусской ССР, им преимущественно присвоены белорусские наименования.

1. Ранневалдайская мегастадия. Начало этой мегастадии совпадает с окончанием муравинского, мяркинского (микулинского) межледниковья, которое на основе $\text{Th}^{230}/\text{Pa}^{231}$ датировок кораллов древних террас некоторых островов Мирового океана датируется примерно 110-115 тыс. лет. На основе изучения результатов йоний-протактиниевого датирования древних, по-видимому синхронных, береговых линий морей предполагается, что ранневалдайская мегастадия окончилась примерно 105 тыс. лет назад. Следовательно, продолжительность этой мегастадии равняется примерно 5-10 тыс. лет.

2. Ранневалдайский мегаинтерстадиал. Результаты йоний-протактиниевого датирования позволили установить возраст и продолжительность более мелких по рангу интервалов времени этого мегаинтерстадиала: 1) йоненисский I, тарасовский интерстадиал, начался ~105 тыс. лет назад, продолжался примерно 10 тыс. лет; 2) лапландская стадия, началась ~95 тыс. лет назад, продолжалась около 10 тыс. лет; 3) йоненисский II, круглицкий интерстадиал, начался ~85 тыс. лет назад, продолжался около 5 тыс. лет. Следовательно, продолжительность ранневалдайского мегаинтерстадиала примерно 25 тыс. лет.

3. Средневалдайская мегастадия. Эта мегастадия началась, по-видимому, примерно 80 тыс. лет назад, окончилась примерно 56 тыс. лет назад. Следовательно, ее продолжительность примерно 24 тыс. лет.

4. Средневалдайский мегаинтерстадиал. Абсолютная хронология этого отрезка времени охарактеризована 13 радиоуглеродными датами пяти разрезов Белоруссии. Этот мегаинтерстадиал, судя по гренландской палеотемпературной кривой, начался ~56 тыс. лет назад. Возраст и продолжительность трех более мелких по рангу отрезков времени этого мегаинтерстадиала следующие: 1) красногорский интерстадиал, начался ~56 тыс. лет назад, продолжался примерно 8 тыс. лет; 2) чудская стадия, началась ~48 тыс. лет назад, продолжалась около 7 тыс. лет; 3) вязьинский интерстадиал, начался ~41 тыс. лет назад, продолжался примерно 7 тыс. лет. Продолжительность средневалдайского мегаинтерстадиала примерно 22 тыс. лет.

5. Нововалдайская мегастадия заканчивает валдайское, нямунасское оледенение. Абсолютная хронология этого отрезка времени охарактеризована 53 радиоуглеродными датами 20 разрезов Литвы и Белоруссии. Эта мегастадия началась ~34 тыс. лет назад. Нововалдайская мегастадия подразделяется на семь более мелких по рангу отрезков времени, возраст и продолжительность которых следующие: 1) великорецкая стадия, началась ~34 тыс. лет назад, продолжалась около 3 тыс. лет; 2) дунаевский интерстадиал, начался ~31 тыс. лет назад, продолжался ~2 тыс. лет; 3) фазы роста ледникового покрова (поздний анагляциал), начались ~29 тыс. лет назад, продолжались около 11 тыс. лет; 4) максимум оледенения - оршанская, озерская, грудасская (бранденбургская) стадии, начался ~18 тыс. лет назад, продолжался около 1 тыс. лет; 5) ранние фазы деградации ледника (катагляциал): лепельская, жегяльская (франкфуртская); витебская, аукштайтская (поморская); браславская, южнолитовская (вепсовская); среднелитовская (южнокрестецкая); северолитовская (крестецкая);

эти фазы начались ~17 тыс. лет назад, продолжались около 4300 лет; 6) беллингско-аллередская (палеоголоценовая, готигляциальная) термофаза, началась ~12 700 лет назад, продолжалась ~1900 лет; 7) финская криоосцилляция, началась ~10 800 лет назад, продолжалась ~500-800 лет. Продолжительность нововалдайской мегастадии примерно 24 тыс. лет.

Голоценовая эпоха - заключительный этап позднего антропогена. Абсолютная хронология этой эпохи охарактеризована 47 радиоуглеродными датами 22 разрезов Литвы и Белоруссии. Хронологическое положение раннего рубежа продолжающейся и в наши дни голоценовой эпохи равняется, по материалам радиоуглеродного и палеоботанического изучения отложений болота г. Вевис примерно 10 тыс. лет, что удовлетворительно согласуется с хронологическим положением этого рубежа - 10 300-10 500 лет, установленным на основе изучения материалов территорий Англии, Дании, Швеции, центральных районов Русской равнины и др. Голоценовая эпоха подразделяется на пять климатических периодов (по схеме Блитта и Сернандера), возраст и продолжительность которых в Белоруссии и Литве на основе результатов радиоуглеродного, геологического и палеоботанического изучения следующие: 1) предбореальный период, начался ~10 тыс. лет назад, продолжался ~1 тыс. лет; 2) бореальный период, начался ~9 тыс. лет назад, продолжался ~1 тыс. лет; 3) атлантический период, начался ~8 тыс. лет назад, продолжался ~3 тыс. лет; 4) суббореальный период, начался ~5 тыс. лет назад, продолжался ~2 тыс. лет; 5) субатлантический период, начался ~3 тыс. лет назад, продолжается ~3 тыс. лет.

К ИЗУЧЕНИЮ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА УРАНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Разброс возрастных значений, получаемый по разным изотопным отношениям в настуранах одного и того же объекта исследования, может быть следствием как нескольких разновозрастных фаз оруденения, так и перераспределения урана и радиогенного свинца после рудообразования [1,2]. Выяснить это в каждом конкретном случае – задача достаточно сложная.

Изученная зона гидротермальной урановой минерализации локализуется внутри вулканического аппарата, выполненного экструзивными риолитовыми порфирами девонского возраста.

Породы в участках повышенной тектонической мобильности подверглись интенсивным процессам поствулканических, контактовых, пневматолит-гидротермальных и особенно гидротермальных изменений. Достаточно четкая пространственная связь урановой минерализации устанавливается лишь с породами, подверженными низкотемпературным изменениям – кварц-серицитовому (типа березитизации) и кварц-альбитовому. Из окolorудных изменений установлены гематитизация пород и изменение кварц-хлорит-пиритового типа (в отдельных участках карбонат-хлорит-пиритовое изменение).

Минеральный состав достаточно разнообразен. Основные рудные минералы следующие: урановые – настуран, коффинит; молибденовые – фемолит и молибденит. Реже встречаются уранинит, браннерит, но их количество крайне незначительно. Кроме того, особенно на верхних горизонтах, устанавливается большое количество сульфидов – галенит, пирит, сфалерит, халькопирит. Последнее дает возможность выделить два типа минерализации, для верхних горизонтов – сульфидно-настурановую, для нижних – молибден-настурановую.

Гидротермальный генезис минерализации доказывается наличием широких ореолов окolorудных изменений вмещающих пород и характером минерализации (метасоматическое замещение жильных минералов рудными, например полевого шпата, хлорита и слюд настураном, морфологией прожилков). Выделяются три последовательные стадии гидротермального процесса: 1) стадия кварц-альбитового изменения вмещающих пород; 2) рудная стадия – сульфидно-настурановая; 3) кварц-кальцит-сульфидная. Формирование урановых минералов происходило в течение одной сульфидно-настурановой стадии, однако локальные внутриминерализационные подвижки способствовали возникновению в этот период неравновесных состояний. Последнее послужило основанием для выделения в рудной стадии ряда парагенетических ассоциаций, в частности выделения трех генераций настурана и коффинита (присутствие которого доказано рентгенографически).

Главнейшие свойства настуранов приведены в табл. 1.

Одним из первых урановых минералов образовался коффинит-I в ассоциации с молибденитом-I и пиритом. Коффинит-I крайне редко остается неизменным, и первичных его выделений почти не встречено. Большая часть выделений коффинита-I представляет собой смесь окислов урана и силикатного стекла. Окислы урана образуют "сыпь" мельчайших (сотые и редко десятые доли миллиметра) точечных выделений по всей массе распавшегося коффинита. В агрегате распавшегося коффинита в очень незначительном количестве находятся включения галенита. Мелкосферолитовый настуран второй генерации вместе с мелкочешуйчатым молибденом и пиритом образует в участках измененных пород густую вкрапленность или мелкие гнезда, шпилы. Из жильных минералов с ним ассоциирует хлорит.

Нередко настуран-II наблюдается в участках развития ранних окислов урана (настурана-II и уранинита-I), где настуран-II или окружает каймой агрегат с настураном-I и уранинитом-I или пересекает и интенсивно замещает его.

На образование ранних генераций коффинита и настурана метасоматическим путем указывают псевдоморфное замещение ими жильных минералов (калиево-

Таблица 1

Сравнительная характеристика настуранов

| Свойства | Настуран-I | Настуран-II | Настуран-III |
|------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|---|
| Форма выделения | Точечные включения | Мелко-, среднесферолитовый | Крупносферолитовый |
| Цвет | Черный | Черный | Черный |
| Блеск | Матовый | Полуметаллический | Смоляной |
| Отражательная способность, % | 12-13 | 14-15 | 19-22 |
| Константа решетки | 5,385-5,395 | 5,39-5,40 | 5,42-5,43 |
| Кислородный коэффициент | - | 2,55 | 2,35 |
| Ассоциация | Молибденит, марказит, кварц, уранинит | Хлорит, пирит, галенит, коффинит | Сфалерит, фемолит, иордизит, коффинит, колломорфный пирит |
| Элементы примеси, % | - | - | As |
| O, n | - | - | Sb, Si, Fr, Mg |
| O, O n | - | - | Be, Al, Mn, Cu |
| O, O O n | - | - | Ti |

го полевого шпата, серицита, хлорита), вкрапленный и прожилково-вкрапленный тип минерализации и сложный (без четких внешних границ) контур минерализации.

В других условиях происходило отложение настурана третьей генерации, который обнаруживается большей частью в виде прямолинейных прожилков или массивных линз и гнезд. В участках тектонических нарушений настуран-III и ассоциируемые с ним сульфиды (молибденит, фемолит, пирит, сфалерит) цементируют обломки вмещающих риолитовых порфиров.

Настуран-III выполняет открытые трещинки и образует крустификационно-зональные корки.

Сульфиды интенсивно замещают настуран-III. Уран перетлагается в виде "корочек" призматических кристаллов коффинита-III, покрывающих сферолиты настурана-III, или в виде тонкой вкрапленности, проникающей по трещинам во вмещающие породы.

Крустификационно-зональный облик прожилков настурана и коффинита третьей генерации, асимметрия их строения (увеличение мощности сферолитов вдоль лежащего бока прожилка), наличие в основании "корок" зон геометрического отбора свидетельствуют о процессе отложения настурана в открытых полостях под влиянием гравитационных сил.

Установление фактов интенсивного разрушения и замещения ранних генераций настурана и коффинита с последующим отложением прожилкового настурана-III, обогащающего верхние части разреза, дает основание полагать, что его появление связано с процессами регенерации. Косвенным подтверждением данного предположения является установление прямой минералогической зональности, выражающейся в смене с глубиной низкотемпературных минеральных ассоциаций (настуран-III - фемолит, настуран-III - сфалерит) высокотемпературными (уранинит-пиритовой, молибденит-коффинитовой).

Вторичные урановые минералы активно развиваются по настурану и коффиниту третьей генерации, причем факты разрушения первичных урановых минералов с образованием вторичных устанавливаются на глубинах от 0 до 50-

Таблица 2

Изотопный состав свинца галенитов

| Номер | | Изотопный состав, % | | | | Изотопные отношения | | |
|-------|--------------------|---------------------|-------|-------|-------|---------------------|-------------------|-------------------|
| п/п | пробы | 204 | 206 | 207 | 208 | $\frac{206}{204}$ | $\frac{207}{204}$ | $\frac{208}{204}$ |
| 1 | 12-КС | 1,14 | 37,18 | 18,47 | 43,21 | 32,61 | 16,20 | 37,90 |
| 2 | 11-КС | 1,33 | 27,04 | 21,26 | 50,37 | 20,33 | 15,98 | 37,87 |
| 3 | 4/885 | 1,33 | 26,61 | 21,74 | 50,22 | 20,08 | 16,35 | 37,76 |
| 4 | В-КС | 1,33 | 26,68 | 21,20 | 50,79 | 20,06 | 15,94 | 38,19 |
| 5 | <u>2-70</u> 122 | 1,40 | 25,02 | 22,00 | 51,58 | 17,87 | 15,71 | 36,84 |

70 м (последнее может свидетельствовать о протекании интенсивных процессов гипергенеза в близкое к современному время).

Перечисленные выше особенности минералообразования рудной стадии показывают, что процесс формирования изученной зоны минерализации развивался достаточно сложно и сопровождался неоднократным разрушением и растворением урановых минералов с их последующей регенерацией.

Учитывая, что в районе отсутствуют образования моложе девонских рудовмещающих пород, геологически обосновать значения возраста урановой минерализации практически невозможно.

Для определения изотопного состава рудного свинца (знание которого необходимо для введения поправки за обыкновенный свинец) были проанализированы несколько образцов галенитов, отобранных на разных участках исследуемой зоны. Результаты представлены в табл. 2.

За изотопный состав обыкновенного свинца был принят изотопный состав образца галенита № 2-70₁₂₂; остальные проанализированные нами образцы галенита, по-видимому, содержат примесь свинца радиогенного происхождения.

Результаты исследования настуранов и вторичного уранового минерала - уранофана - представлены в табл. 3. Все изотопные анализы (как галенитов,

Таблица 3

Результаты анализов и вычислений абсолютного возраста урановых минералов

| Номер пробы | Характеристика пробы | % | | | | | |
|-------------|----------------------------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| | | U | Pb | 204 | 206 | 207 | 208 |
| 5-КС | Настуран первой генерации | 63,67 | 3,36 | 0,10 | 89,54 | 6,34 | 4,02 |
| 6-КС | Настуран второй генерации | 18,3 | 0,58 | 0,90 | 48,18 | 16,18 | 34,11 |
| 7-КС | То же | 34,60 | 2,00 | 0,33 | 77,34 | 9,73 | 12,60 |
| 1-КС | Настуран третьей генерации | 23,84 | 2,11 | 0,70 | 58,27 | 14,51 | 26,52 |
| 2-КС | То же | 11,90 | 0,59 | 0,13 | 87,96 | 6,95 | 4,96 |
| 3-КС | " | 21,52 | 1,53 | 0,49 | 68,88 | 12,00 | 18,63 |
| 4-КС | " | 25,32 | 2,45 | 0,80 | 53,44 | 15,32 | 30,44 |
| 5-КС | " | 67,76 | 3,92 | 0,38 | 74,79 | 10,42 | 14,41 |
| 8-КС | Уранофан | 49,00 | 0,04 | 0,48 | 69,29 | 11,84 | 18,39 |

так и радиоактивных минералов) производились на масс-спектрометре МИ-1305 методом термоионной эмиссии.

Полученные значения абсолютного возраста для настуранов разных генераций лежат в пределах 100-1400 млн. лет; причем наибольшие значения (524-1400 млн. лет) получаются по свинец-свинцовому отношению, в то время как свинец-урановые отношения соответствуют возрастам от 100 до 439 млн. лет. Значения возраста уранофана, определенные по разным соотношениям, варьируют от 3,5 до 1010 млн. лет, причем максимальная цифра возраста - 1010 млн. лет - определена также по свинец-свинцовому отношению. Однако в координатах $\frac{206}{204}$ и $\frac{207}{204}$ точки, соответствующие проанализированным пробам, довольно хорошо укладываются на одну прямую - изохрону (рис. 1), угловой коэффициент которой, подсчитанный по восьми пробам настуранов, равен $0,05346 \pm 0,00091$, а рассчитанный по девяти пробам (настуран + уранофан) - $0,05335 \pm 0,00086$, что соответствует возрастам 370 ± 45 и 365 ± 35 млн. лет.

Завышение возрастных значений, полученных по $\frac{207}{206}$ для каждой пробы, по сравнению с возрастными значениями, полученными по угловому коэффициенту изохроны, по-видимому, связано с ошибками в определении изотопного состава обыкновенного свинца.

В районе изучаемой зоны в урановых рудопоявлениях по изотопному составу выделяют три типа свинца галенитов: "древний" - докембрийский, палеозойский и радиогенный. По-видимому, образец галенита $\frac{2-70}{122}$, по изотопному составу которого вводилась поправка за обыкновенный свинец, представляет собой смесь докембрийского и палеозойского свинцов.

В двух пробах настурана второй генерации и пяти пробах настурана третьей генерации мы имеем следующее соотношение возрастов (Т), полученных по разным изотопным отношениям: $T \frac{206}{238} < T \frac{207}{235} \ll T \frac{207}{206}$, что, вообще говоря, характерно для большинства урановых руд и свидетельствует о дополнительном привносе урана во вторую и третью генерации или о выносе из них радиогенного свинца.

Учитывая различную геохимическую подвижность свинца и урана, более обоснованно, по-видимому, говорить о привносе урана.

| Возраст, млн. лет | | | Баланс радиогенного свинца-206, % | | | Баланс радиогенного свинца-206, в относительных % (определен аналитически, принят за 100%, избыток "+", недостаток "-") |
|-------------------|-------------------|-------------------|-----------------------------------|---------------------|-----------------------------|---|
| $\frac{206}{238}$ | $\frac{207}{235}$ | $\frac{207}{206}$ | определен аналитически | накопленный in situ | избыток "+", недостаток "-" | |
| 345 | 345 | 400 | 2,95 | 3,07 | -0,12 | -4 |
| 100 | 134 | 1400 | 0,19 | 0,88 | -0,69 | -370 |
| 332 | 381 | 770 | 1,43 | 1,53 | -0,10 | -7 |
| 325 | 439 | 1220 | 0,97 | 1,06 | -0,09 | -9 |
| 318 | 335 | 524 | 0,51 | 0,57 | -0,06 | -13 |
| 320 | 410 | 1040 | 0,92 | 1,03 | -0,11 | -12 |
| 331 | 430 | 1040 | 0,96 | 1,04 | -0,08 | -8 |
| 347 | 400 | 830 | 2,67 | 2,77 | -0,11 | -4 |
| 3,5 | 5,7 | 1010 | 0,02 | 2,36 | -2,34 | -9670 |

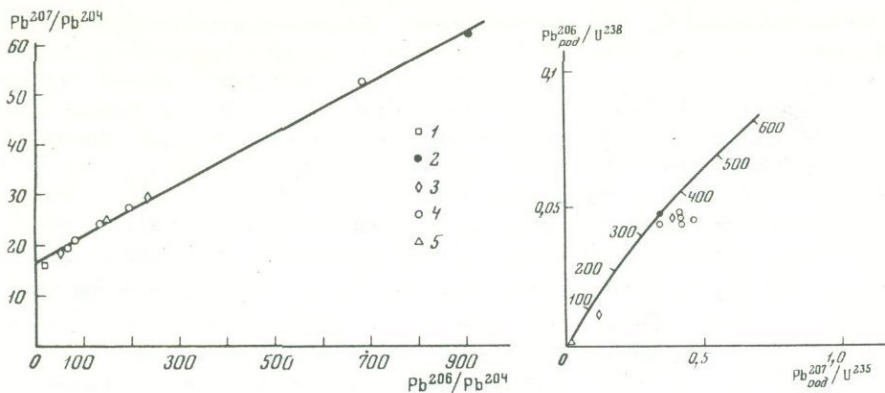


Рис. 1. Изохрона, построенная по результатам изотопных анализов радиоактивных минералов

1 - галенит; 2 - настуран первой генерации; 3 - настуран второй генерации; 4 - настуран третьей генерации; 5 - уранофан

Рис. 2. Отношения радиогенного свинца к урану в радиоактивных минералах и график согласующихся значений возрастов

Обозначения те же, что на рис. 1

Интересно построение отношений радиогенной составляющей изотопов 206 и 207 к урану и антиурану в пробах настуранов и уранофана на графике согласующихся значений возрастов "конкордии" (рис. 2). Здесь только точка, соответствующая пробе настурана первой генерации, попадает на "конкордию" в области, отвечающей значению возраста примерно 350 млн. лет; остальные, соответствующие пробам настуранов второй и третьей генерации, располагаются в поле привноса урана - выноса свинца; причем на одну прямую, как это должно быть для проб, имеющих общий источник рудного вещества и одно время рудообразования, согласно исследованиям Везерилла [5], они не укладываются.

Точка, соответствующая уранофану, на графике попадает близко к началу координат, что, возможно, отражает близкий к современному возраст этого вторичного уранового минерала. Если через точки, соответствующие пробе настурана первой генерации и пробе уранофана, провести прямую, то она пересечет "конкордию" в точках, отвечающих значениям возраста 350 и 0 млн. лет, что согласуется со свинец-свинцовой изохроной. Отклонение точек, соответствующих пробам настуранов второй и третьей генераций, от этой прямой может быть связано как с ошибками в определении содержания свинца и урана, так и с ошибками в определении радиогенной составляющей свинца. Последние играют при этом, как известно, особенно заметную роль.

Полученные геохронологические экспериментальные данные были проинтерпретированы нами по методу Стиффа и Стерна [3,4]. При этом семь проб настуранов довольно четко укладываются на прямую линию (рис. 3), уравнение которой имеет вид

$$y = (0,00754 \pm 0,00092) x + (0,04232 \pm 0,00126),$$

где $x = \frac{Pb\ 207}{U\ 235}$, а $y = \frac{Pb\ 206}{U\ 238}$.

Решение этого уравнения совместно с уравнением "конкордии", полученным аналитическим методом последовательных приближений, дает точку пересечения прямой и "конкордии", соответствующую значению возраста 350 ± 20 млн. лет, что согласуется с результатами, полученными по свинец-свинцовой изохроне (365 ± 35 млн. лет). Частное отделение котангенса угла наклона этой прямой на 137,7 (современное отношение $\frac{U\ 238}{U\ 235}$) с учетом ошибки в определении угла наклона лежит в пределах $0,85814 \pm 1,09735$. В эти пределы уклады-

вается и отношение 207/206 в рудном свинце образца галенита 2-70/122, по изотопному составу которого мы вводили поправку за обыкновенный свинец.

Точка, соответствующая пробе, представленной уранофаном, попадает близко к началу координат, что, по-видимому, отражает близкое к современному значение возраста уранофана. Точка, соответствующая пробе настурана второй генерации (проба № 6-КС), не попадает ни на описанную выше прямую, ни на "конкордию". Это, возможно, связано с еще не выясненной спецификой рудообразования участка (где была отобрана эта проба), приуроченного к оперяющим трещинам в лежачем боку крупного разлома. Положение участка определяет возможность длительной, неоднократно возобновляемой циркуляции растворов в данной тектонически ослабленной зоне, что, естественно, могло повлечь за собой неоднократные локальные переотложения урановых минералов, при которых резко нарушились соотношения между ураном и радиогенным свинцом. Возможность подобного переотложения была и в период проявления пострудной кварц-кальцит-сульфидной стадии минералообразования.

Таким образом, на основании изложенного можно отметить, что, по данным свинец-свинцовой изохроны (метод Холмса-Гаутерманса) и построений по способу Стиффа и Стерна, для настуранов трех генераций исследованной зоны минерализации получены весьма близкие значения абсолютного возраста (365 ± 35 и 350 ± 20 млн. лет). Поэтому есть все основания считать временем рудообразования верхний девон (360 млн. лет).

Разброс в возрастных значениях, полученных по разным изотопным отношениям, по-видимому, следует отнести за счет перераспределения урана, которое проявилось в образовании настурана первой генерации из первоначально отложенного гидротермальными процессами коффинита первой генерации и последующем преобразовании настурана первой генерации во вторую, а затем и в третью генерации.

В пробе настурана первой генерации возрастные значения, определенные по свинец-урановым отношениям, достаточно близки возрастным значениям, полученным изохронным методом и способом Стиффа - Стерна. Недостаток радиогенного свинца-206 в этой пробе по сравнению с равновесным составляет 4% от определенного аналитически. Это позволяет сделать вывод о том, что исследованный образец представляет практически закрытую систему, нарушенную небольшим привнесом урана, т.е. первая генерация настурана образовалась по коффиниту, сохранив его свинец-урановое отношение с небольшим добавлением урана, по-видимому, за счет разрушения коффинита других участков. Недостаток радиогенного свинца-206 в пробе (№ 7-КС) настурана второй генерации больше (7% от определенного аналитически), а в пяти пробах настурана третьей генерации еще больше (в среднем 9,6% от определенного аналитичес-

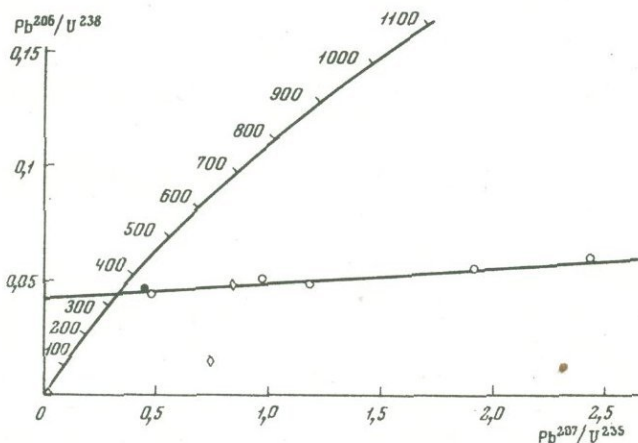


Рис. 3. Свинцово-урановые отношения в радиоактивных минералах и график согласующихся значений возрастов

Обозначения те же, что на рис. 1

ки). Это дает основания предполагать, что образование каждой последующей генерации настурана шло по предыдущей с небольшой добавкой урана (по-видимому, за счет разрушающихся ранних генераций). При этом свинец-урановые отношения ранних генераций в основном сохранялись, и во вновь образованную генерацию добавлялось относительно небольшое количество урана, что, по-видимому, имело место при образовании первой, второй и третьей генераций настуранов. Исключением будет все та же проба № 6-КС (настуран второй генерации), в которой определенный аналитически радиогенный свинец-206 в 4,7 раза меньше равновесного с имеющимся ураном (если принять значение возраста за 360 млн. лет). Предполагаемые причины исключительности этой пробы уже отмечались.

В пробе уранофана определенный аналитически радиогенный свинец-206 в 118 раз меньше равновесного с присутствующим в пробе ураном. Это позволяет предполагать, что уранофан в отличие от настуранов образовался не на месте уранового минерала ранней генерации, свинец-урановые отношения которого он бы сохранил, а в результате переотложения урана в недавнее время на новое место (где радиогенный свинец-206 не успел еще накопиться в сравнимом количестве). Это подтверждает образование уранофана в результате интенсивных процессов гипергенеза, близких по времени к современным.

В заключение следует отметить, что детальные изотопные исследования девяти мономинеральных проб урановых минералов позволили нам однозначно определить возраст оруденения и подтвердить схему минералообразования, составленную по геологическим данным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тугаринов А.И. О многоэтапности формирования рудных провинций. - В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1956.
2. Тугаринов А.И. О достоверности определения абсолютного возраста урановых минералов по отношению изотопов свинца. - Докл. АН СССР, 1956, 99, № 6.
3. Stieff L.R., Stern T.W. Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, 22, N 2-4.
4. Stieff L.R., Stern T.W. Algebraic and graphic methods for evaluating discordant lead-isotope age. - Geol. Surv. Prof., 1963, 417-E.
5. Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages. - Trans. Amer. Geophys. Un., 1956, 37.

Таблица 1

Результаты определения абсолютного возраста гранитоидов Яно-Борулахского междуречья

| Номер | | Массив | Порода | Анализируемый материал | K, % | Ar ⁴⁰ рад 10 ⁻⁵ , г/см ³ | Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ | Возраст, млн. лет | |
|-------|-------|--|---------------------------------------|------------------------|------|--|-------------------------------------|-------------------|--------------------|
| п/п | пробы | | | | | | | нижнемеловой этап | верхнемеловой этап |
| 1 | 7М | Ыннах-Хайский | Мелкозернистый лейкократовый гранит | Мусковит | 5,98 | 2,77 | 0,0068 | 119±6 | - |
| 2 | 7М | То же | То же | Биотит | 3,74 | 1,65 | 0,0065 | 114±6 | - |
| 3 | 8М | " | Среднезернистый порфиоровидный гранит | Мусковит | 7,90 | 3,85 | 0,0071 | 122±5 | - |
| 4 | 8М | " | То же | Биотит | 7,20 | 3,32 | 0,0068 | 119±5 | - |
| 5 | 9М | " | Гранодиорит | " | 4,98 | 2,27 | 0,0067 | 117±5 | - |
| 6 | 6М | Ыннах-Хайский | Крупнозернистый двуслюдяной гранит | Мусковит | 8,56 | 2,91 | 0,0050 | - | 88±6 |
| 7 | 10А | Аргаа-Ыннах-Хайский (юго-западный купол) | Среднезернистый биотитовый гранит | Биотит | 5,30 | 2,48 | 0,0069 | 120±6 | - |
| 8 | 14А | Аргаа-Ыннах-Хайский (северо-восточный купол) | Среднезернистый двуслюдяной гранит | Мусковит | 7,0 | 2,51 | 0,0053 | - | 93±6 |
| 9 | 14А | То же | То же | Биотит | 5,60 | 1,95 | 0,0051 | - | 90±5 |
| 10 | КГ-1 | Кигяляхский | Крупнозернистый двуслюдяной гранит | " | 6,80 | 2,72 | 0,0059 | - | 103±4 |
| 11 | Е-1 | Кететский | Крупнозернистый биотитовый гранит | " | 7,80 | 2,10 | 0,0040 | - | 70±4 |

Большинство геологов считают, что достаточно разнотипные магматические породы района образовались в позднеюрское-нижнемеловое время.

По данным геологов ЦНИИОлова (Э.А. Ефременко, 1972), гранитоиды района имеют меловой возраст. Более детального расчленения гранитоидов до настоящего времени не было сделано. Определение абсолютного возраста пород района проводилось ранее по единичным пробам как по слюдам, так и по породе; поэтому приводимые различными исследователями данные колеблются в широких пределах. По данным Б.Я. Бичус, возраст гранитоидов Аргаа-Ыннах-Хайского массива (по биотиту) равен 170-180 млн. лет, а по данным Л.Я. Яковлева, возраст гранитоидов того же массива по слюдам и по породе колеблется в пределах 105-165 млн. лет [2].

На основании ранее выполненных работ [1], а также дополнительно проведенных геолого-структурных, петрохимических и геохимических исследований авторами была предпринята попытка более детального расчленения гранитоидов района.

Определение абсолютного возраста гранитоидов Аргаа-Ыннах-Хайского и Ыннах-Хайского гранитоидных массивов было выполнено только по мусковиту и биотиту, для чего отбирали специальные пробы гранитоидов весом 10-12 кг, из которых выделены мономинеральные фракции мусковита и биотита для анализа калий-аргоновым методом.

Детальное изучение геологических, геохимических, петрохимических особенностей гранитоидов, а также определения их абсолютного возраста позволяют выделить два этапа формирования гранитоидов района: нижнемеловой (115-125 млн. лет), представленный гранодиоритами и биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, и верхнемеловой (75-95 млн. лет) (табл. 1), представленный лейкокрастовыми двуслюдяными гранитами и аляскитами.

По геолого-структурному положению гранодиориты и биотитовые мелко-среднезернистые граниты приурочены к сводовым частям антиклинальных складок субмеридионального направления. Внедрение двуслюдяных крупнозернистых гранитов и аляскитов происходило вдоль трещинных систем, совпадающих с общим северо-восточным направлением глубинных разломов фундамента.

Резкий, секущий контакт между двуслюдяными крупнозернистыми гранитами (верхнемеловые) и биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами (нижнемеловые) наблюдается в пределах Ыннах-Хайского массива.

В интрузивах часто отмечают различной формы и величины реликты кровли вмещающих пород, что указывает на неглубокий эрозионный срез гранитоидов. На контакте с последними вмещающие осадочные породы ороговикованы. Ширина зоны контактово измененных пород достигает 1-1,5 км.

По геохимической специализации гранитоидов (повышенное содержание олова, а также летучих, фтора и бора в горной породе и особенно в слюдах) все массивы района потенциально оловоносны.

Так, среднее содержание олова в крупнозернистых двуслюдяных гранитах составляет 28 г/т, а в мелко-среднезернистых биотитовых гранитах - 20 г/т. Основным концентратором и носителем олова в гранитоидах является биотит. В биотитах крупнозернистых двуслюдяных гранитов верхнемелового возраста содержание олова 126 г/т, а в биотитах из мелко-среднезернистых гранитов нижнемелового возраста - 65,4 г/т.

Для каждого из этапов характерны жильная серия пород и оловянное оруденение определенного формационного типа.

Ко времени формирования гранитоидов первого этапа относятся дайки кварцевых порфиров и фельзит-порфиров, по породам которых получен возраст 93-117 млн. лет (табл. 2). Эти дайки получили широкое распространение в районе.

На генетическую связь даек кислых пород с гранитоидами нижнего мела указывает то, что они широко распространены среди нижнемеловых гранитоидов и совершенно не встречаются на площадях развития гранитов верхнемелового возраста. Наблюдаются пересечения даек кварцевых порфиров с телами аплитовидных гранитов и аляскитов верхнемелового возраста. Наиболее тесно с ними ассоциируют и секут их кварцевые и кварц-турмалиновые жилы с вольфрамит-касситеритовым оруденением, характер взаимоотношения которого с дайками кварцевых порфиров отчетливо наблюдается в пределах месторождений Киргилях, Хотон-Хая, Тенгюргестях и др.

Касситерит-кварцевые жилы с вольфрамитом, несущие большую часть рудного олова района, генетически связаны с нижнемеловыми гранитоидами. Они обычно локализируются в единых тектонических структурах с нижнемеловыми дайками кислых пород. При этом дайки, как правило, интенсивно минерализованы. В то же время отмечают случаи пересечения касситерит-вольфрамит-кварцевых прожилков крупнозернистыми двуслюдяными гранитами и аляскитами верхнемелового возраста.

Таблица 2

Результаты определения абсолютного возраста даек месторождения Хотон-Хая (Яно-Борулахского междуречья Якутии)

| Номер | | Характер породы | К, % | Ar ⁴⁰ _{рад} 10 ⁻⁵ , г/см ³ | Ar ⁴⁰ K ⁴⁰ | Возраст, млн. лет |
|-------|-------|------------------|------|---|-------------------------------------|----------------------|
| п/п | пробы | | | | | |
| 1 | 687-X | Кварцевый порфир | 3,43 | 1,60 | 0,0068 | 117±10 |
| 2 | 686-X | Фельзит-порфир | 3,08 | 1,10 | 0,0053 | 93±9 |
| 3 | 712-X | Кварцевый порфир | 1,44 | 0,669 | 0,0068 | 117±10 |

С гранитоидами второго этапа связаны дайки диоритовых и диабазовых порфиритов с возрастом 60–84 млн. лет. С этими дайками ассоциируют минерализованные зоны дробления с существенно касситерит-силикатным оруденением. Последние, как правило, используют те же структуры, к которым приурочены дайки основного состава, а в пределах месторождений Улахан-Эгелях, Хотон-Хая дайки секутся жилами с касситерит-силикатным оруденением.

Таким образом, рудная минерализация в изученном районе Якутии связана с двумя этапами тектоно-магматической активизации: касситерит-вольфрамит-кварцевая с нижнемеловым, а касситерит-силикатная – с верхнемеловым.

Касситерит-силикатная формация, представленная в районе относительно крупными жильными телами (месторождение Эге-Хая, Улахан-Эгелях, Хотон-Хая и др.), пространственно и, возможно, генетически связана с проявлениями верхнемелового магматизма – верхнемеловыми дайками основного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Овчинников Д.И., Бейгуленко В.И., Пантелеев А.И., Гетманский И.И. Этапы формирования оловоносных гранитоидов Яно-Борулахского поперечного ряда Северо-Восточной Якутии. – В сб.: Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
2. Флеров Б.Л., Индолев Л.Н., Яковлев Я.В., Бичус Б.Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. "Наука", 1971.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОГО СОМАЛИ

Докембрийские породы Северного Сомали, образующие фундамент платформы, обнажаются на площади около 15000 км² и протягиваются от границы с Эфиопией на восток в виде широтной полосы длиной до 600 км. Платформенный чехол здесь сложен осадочными и вулканогенными породами юрского и более молодого возраста вплоть до антропогена.

В составе пород фундамента выделяется два комплекса, резко отличающиеся друг от друга по составу, тектоническому строению и степени метаморфизма: 1) комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, в составе которого разные исследователи выделяют несколько свит с местными наименованиями, и 2) вулканогенно-осадочный комплекс, который в западной части района именуется Абдул Кадр.

Комплекс гнейсов и кристаллических сланцев в нижней части состоит из кварц-полевошпатовых гнейсов, биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев с редкими маломощными прослоями карбонатных пород. Выше на первое место выдвигаются биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые кристаллические сланцы, содержащие прослой кварц-полевошпатовых пород и кварцитов, а также мраморов и кальцифиров, которые местами в верхней части комплекса выделяются в виде самостоятельного стратиграфического подразделения.

Породы этого комплекса полифациально метаморфизованы, но на большей части территории развиты минеральные ассоциации амфиболитовой фации. Широко развиты продукты всех главных типов ультраметаморфизма — фельшпатизации, мигматизации, гранитизации. Среди ультраметаморфических пород особенно широко распространены послонные мигматиты и гранито-гнейсы.

Изверженные породы, подчиненные комплексу гнейсов и кристаллических сланцев, представлены двумя главными группами: 1) основные породы с подчиненными ультрабазитами и 2) кислые породы, главным образом гранитоидного ряда. Среди первой из названных групп особенно широко распространены оливиновое габбро, а пироксениты, перидотиты и другие ультраосновные породы встречаются значительно реже. Во второй группе кроме крупных массивов гранитов, вероятно, имеющих реоморфическую природу, довольно широко распространены мелкие тела гранитов и гранодиоритов, отдельные тела сиенитов, а также обильные жильные породы — пегматиты и аплиты.

Породы комплекса образуют несколько крупных складок запад-северо-западного и широтного простирания, осложненных складками второго и более высоких порядков вплоть до развития мелких изоклиналильных складок.

Серия Абдул Кадр, развитая только в крайней западной части региона, состоит главным образом из вулканогенных пород с редкими прослоями филлитовидных сланцев. Преимущественно развиты липариты с редкими прослоями более основных эффузивов и туфолавы андезитового состава.

Все эти породы регионально метаморфизованы и должны быть отнесены к низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Среди изверженных пород в пределах серии местами широко распространены только пегматиты, граниты образуют отдельные мелкие тела.

Вулканогенно-осадочный комплекс серии Абдул Кадр образует серию мелких тесно сжатых, обычно изоклиналильных складок с преобладающим меридиональным и субмеридиональным простиранием. Важно подчеркнуть, что в районах развития серии наблюдаются резкие изменения основных направлений складча-

тости комплекса гнейсов и кристаллических сланцев с появлением в нем субмеридиональных складок. Это, по-видимому, связано со вторым этапом деформаций, обусловивших в данном регионе появление складчатости серии Абдул Кадр.

Во всем районе очень широко развиты разновозрастные разрывные нарушения. Преобладают молодые разломы широтного и северо-западного простирания, местами также меридиональные. Все эти разломы главным образом и обуславливают блоковую структуру фундамента. Разрывные нарушения докембрийского возраста устанавливаются с трудом и представляют собой серию крупных и мелких разломов, обычно сопряженных со складчатостью.

Почти все исследователи, хотя и условно, относят упомянутые выше породы к архею [7-9]. Однако такому выводу противоречат некоторые особенности не только явно более молодой серии Абдул Кадр, но и нижележащего комплекса гнейсов и кристаллических сланцев: в строении комплекса не принимает участия ни одна из типичных архейских формаций, метаморфизм имеет полифациальный характер, складчатые структуры не имеют никаких специфических черт, присущих архею [2, 3].

Интересные данные получены при определении возраста некоторых пород фундамента, произведенном в Проблемной лаборатории Львовского университета. Анализу были подвергнуты наиболее молодые породы: образцы эффузивов из вулканогенно-осадочного комплекса и пегматиты из разных пунктов региона, в том числе секущие серию Абдул Кадр.

Возраст пород и минералов определяли по Ag/K отношению.

Штуфы мелкозернистых пород дробили до частиц с поперечником 0,2 мм. Из крупнозернистых пород выкалывали кристаллы полевого шпата и слюды, которые также измельчали. После обеспыливания промывкой в дистиллированной воде образцы сушили при 80°C. Квартованием отбирали навески порядка 0,1 г для анализа как радиогенного аргона, так и калия.

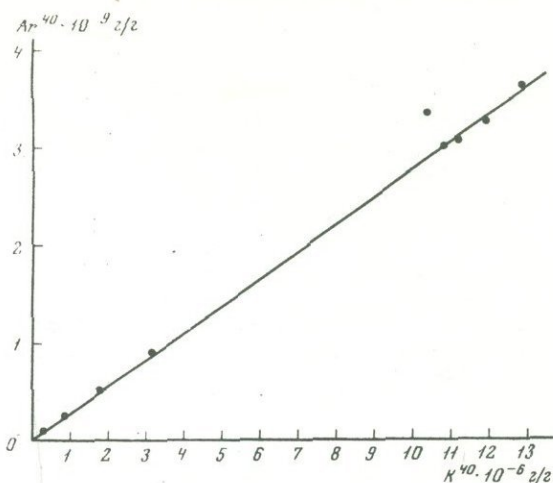
Калий определяли на пламенном фотометре "Lange" 5/56 при использовании внешних эталонов и внутренних добавок. Пробы без истирания переводили в раствор кипячением в смеси HF и $HClO_4$ и выпариванием до сухих солей с последующим кипячением в бидистиллированной воде. Все определения калия дублировали.

Результаты определения абсолютного возраста образцов из Северного Сомали

| Номер п/п | Шифр образца | Анализируемый материал | K, % | Ar^{40} г/г рад $\cdot 10^{-9}$ | Ag возд, % | Возраст, $T \cdot 10^6$, лет | Место отбора проб |
|-----------|-------------------|------------------------|--------|-----------------------------------|--------------|-------------------------------|-------------------|
| 1 | АК | Порода | 0,303 | 10,036 | 59,2 | 433 \pm 22 | Район Абдул Кадра |
| 2 | АК-абс | " | 1,457 | 51,442 | 30,2 | 459 \pm 18 | Там же |
| 3 | АК-Мабс | " | 0,705 | 23,161 | 72,0 | 442 \pm 14 | " |
| 4 | АК-М ₁ | " | 2,549 | 89,061 | 25,0 | 451 \pm 11 | " |
| 5 | Б | Мусковит | 8,354 | 330,289 | 10,0 | 507 \pm 13 | Район Лаферуга |
| 6 | ГМ-3 | Полевой шпат | 9,011 | 301,506 | 7,6 | 438 \pm 11 | Район Мандеры |
| 7 | НМ _С | То же | 9,580 | 320,005 | 6,5 | 437 \pm 14 | Там же |
| 8 | НМ _С | Мусковит | 8,671 | 296,039 | 14,8 | 446 \pm 14 | " |
| 9 | НМ _С | Полевой шпат | 10,321 | 359,248 | 20,5 | 453 \pm 14 | " |

Изохрона Ar^{40}/K^{40}
 для пород и минералов
 из Северного Сомали

Аргон определяли методом изотопного разбавления. Эталоном служил аргон особой чистоты с воздушным отношением изотопов. Дозировку его осуществляли мерными объемами и компрессионным манометром Мак-Леода [4]. Навески проб порядка 0,1 г, завернутые в алюминиевую фольгу, предварительно тренировали в высоком вакууме при нагреве в течение



10 час. при $250^{\circ}C$, а затем производили их последовательное плавление; для этого использовали реактор с тренировочной трубкой [6]. Аргон очищали (одновременно с плавлением пробы) дожиганием газов примесей на CuO при $600^{\circ}C$ и вымораживанием в ловушке, охлаждаемой жидким азотом. Далее очистку проводили на горячей стружке иодидного титана. Перед напуском в масс-спектрометр аргон проходил через ловушку, охлаждаемую жидким азотом.

Для измерения отношений изотопов аргона использовали масс-спектрометр МИ 1305 (подвергнутый модернизации для повышения КПД) с оптимальной острижкой ионного источника [5, 11].

Все определения радиогенного аргона дублировали. Параллельно с исследуемыми пробами проводили определения эталонной пробы 1/65-«Азия» Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГТТ АН СССР.

При расчете возраста использованы константы: $\lambda_k = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 472 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$ и K^{40} , г/г образца = $1,22 \cdot 10^{-6}$ К, %.

Результаты определений возраста приведены в таблице. Все образцы (за исключением «Б» - № 5) показали в пределах погрешности измерений одинаковый возраст порядка 440-445 млн. лет, что, согласно Геохронологической шкале 1964 г. [1], отвечает границе ордовика и силура.

Достоверность данных об одновозрастности проб подтверждается (кроме совпадений повторных анализов и параллельных определений эталона) еще и тем, что образцы с резко различным (в 34 раза) содержанием калия показали один и тот же возраст, а все значения Ar^{40}/K^{40} довольно хорошо ложатся на одну прямую изохроны (см. рисунок). Мусковит и полевой шпат (пробы HM_c № 8 и HM_c № 7) из одного штуфа дали значения одного и того же возраста. Это также может служить косвенным доказательством отсутствия поздних наложенных метаморфических процессов.

Полученные данные как будто бы свидетельствуют в пользу палеозойского возраста наиболее молодых пегматитов, а также, возможно, и серии Абдул Кадр. Однако в бассейне Красного моря нигде нет признаков проявления каледонской эпохи складчатости и в то же время местами обнаружены фаунистически охарактеризованные платформенные отложения, горизонтально залегающие на верхнем протерозое; изотопные датировки возраста этих последних указывают на нижний палеозой - 500-550 млн. лет [10].

В Восточной Африке кембрийские отложения как будто бы неизвестны, однако обнаружены изверженные породы с палеозойскими изотопными датировками возраста. Все это, вместе взятое, позволяет некоторым исследователям прийти к выводу о возможности омоложения докембрийских пород в нижнем палеозое в процессе образования тафрогенных структур бассейна Красного моря и Восточной Африки [10].

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3, 1964.
2. Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР, т. III. "Недра", 1971.
3. Лазько Е.М. О некоторых особенностях метаморфизма в раннем докембрие. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1971, № 13.
4. Чеджемов Г.Х. Интегральный метод прямого масс-спектрометрического измерения радиогенного аргона в минералах. — Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
5. Чеджемов Г.Х. К вопросу о прямых измерениях масс-спектрометром малых количеств изотопов интегральным методом. В кн.: Первая Всесоюзная конференция по масс-спектрометрии. Л., 1969.
6. Чеджемов Г.Х., Костин В.А., Даниляк М.М. Реактор для тренировки и плавления пород и минералов при определении их возраста калий-аргоновым методом. — В сб.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, в том числе новейших геологических образований. М., 1972.
7. Daniels J.L. Minerals and rocks of Hargeisa and Borama districts. — Minist. Nat. Res. Hargeisa, Somaliland, 1960.
8. Hunt J.A. Report on the geology of the Berbera-Sheikh area. — Geol. Surv. Som. Prat., 1960.
9. Mason J.E. Report on the geology of the area north of Hargeisa and Laferug. — Geol. Surv. Som. Rep., 1962.
10. Schürmann H.M.E. Rejuvenation of Pre-Cambrian rocks under epirogenetical conditions during Old Paleozoic times in Africa. — Geologie en mijnbouw, 1964, 43e jaargang, num 5.
11. Tshedjemov G., Todt W., Lippolt H.I. Optimale justierung der Ionenquelle bei Gas-Massen Spektrometern. — Intern. J. of Mass Spectrometry and Ion Phys., 1972, 9.

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА И СОПОСТАВЛЕНИЕ СО ШКАЛОЙ ДОКЕМБРИЯ

Предположение о принадлежности метаморфических толщ Юго-Западного Памира к докембрию было высказано при самых первых исследованиях этой территории. Однако доказать это геологическими методами было невозможно из-за отсутствия непосредственных соотношений метаморфических толщ с фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия.

Благодаря введению в геологию изотопных методов "абсолютной" геохронологии появилась возможность датировать геологические объекты.

В соответствии со схемой тектонического районирования Юго-Западного Памира, предложенной Б.Я. Хоревой [6], можно считать, что стратифицированные метаморфические толщи Юго-Западного Памира слагают выступ докембрийского фундамента в варисско-киммерийской структуре Южного Памира. Они представлены архейскими мраморно-гнейсово-амфиболитовыми стратифицированными сериями (горанской и шахдаринской), образующими кристаллический фундамент Ваханской подзоны, и протерозойскими мраморизованными известняками и микрокристаллическими сланцами, выделенными в аличурскую серию, которая слагает протерозойское складчатое основание Койтезекской подзоны.

Архейские стратифицированные толщи в течение докембрийского мегацикла подверглись региональной гранитизации и магнезиальному метасоматозу, с которым связано образование месторождений флогопита, лазурита, талька и благородной шпинели. В палеозое и мезозое докембрийские метаморфические породы были повторно гранитизированы и испытали новейшую тектоническую активизацию в неоген-четвертичный период. Все это затрудняет выявление различных этапов докембрийского мегацикла. Для этой цели был использован петрологический палеометаморфический фациальный анализ метаморфических и ультраметаморфических пород.

На основании анализа последовательности метаморфогенного, ультраметаморфогенного и метасоматического минералообразования и соотношения этих процессов с тектогенезом и интрузивным магматизмом в Юго-Западном Памире были выделены Б.Я. Хоревой следующие четыре этапа докембрийской истории (от более ранних к более поздним):

Первый этап — образование основных гранулитов и эклогитоподобных пород пироксен-гранулитовой фации. Эти породы встречаются только в виде глущинных ксенолитов в палеозойских реоморфических интрузиях, залечивающих зону Даршайского надвига, и неизвестны среди стратифицированных пород докембрия.

Второй этап — образование стратифицированных метаморфических толщ, сложенных мраморами, гнейсами, амфиболитами.

1-я стадия — седиментация стратифицированных пород и их первичный протгеосинклинальный региональный метаморфизм роговообманково-гранулитовой фации. К этой стадии относится образование стратифицированных метаморфических пород горанской серии.

2-я стадия — седиментация стратифицированных пород и их первичный протгеосинклинальный региональный метаморфизм амфиболитовой фации. К этой стадии относится образование метаморфических пород шахдаринской серии.

3-я стадия — региональный инверсионный ультраметаморфизм (метасоматическая гранитизация и мигматизация). К этой стадии относится образование аплитовидных гранито-гнейсов и мигматитов.

Третий этап — региональный магнезиальный метасоматоз и биметасоматоз — образование Ляджвардаринских месторождений флогопита и лазурита.

Таблица 1

Аналитические данные для исследованных пород и минерала

| Номер образца | Образец | Место взятия | Содержание, |
|---------------|--------------------|---|-------------|
| | | | Рь |
| 161 | Биотитовый гнейс | Р. Намангут-Боло (приток р. Пяндж) | 15,8 |
| 217e | То же | Р. Пяндж, в 6 км выше г. Хорог | 18,1 |
| 222 | " | Р. Пяндж, в 2 км выше пос. На- водаг | 12,7 |
| 222б | " | Там же | 12,9 |
| 164а | Амфиболит | Р. Намангут-Боло (приток р. Пяндж) | 19,6 |
| 172а | " | Устье р. Дарай-Харовык, в 1,5 км от г. Намангут | 11,9 |
| 217а | " | Р. Пяндж, в 6 км выше г. Хорог | 13,5 |
| 217б | " | Там же | 4,5 |
| 8 | Ортит с ильменитом | Р. Пяндж, в 1 км выше поселка Вога | 57,7 |

Четвертый этап — седиментация стратифицированных пород и их первичный геосинклинальный региональный метаморфизм мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. К этому этапу относится образование стратифицированных микрокристаллических сланцев и мраморизованных известняков аличурской серии.

Для определения возраста отдельных этапов докембрийской истории развития зоны Юго-Западного Памира были применены различные изотопные методы. Широко используемый в геологии калий-аргоновый метод датировки различных пород и минералов в применении к докембрийским метаморфическим породам Юго-Западного Памира оказался непригодным из-за региональной утечки радиогенного аргона в наиболее поздний период новейшей (неоген-четвертичной) тектонической активизации складчатой системы Памира [7].

В основном использовался свинцово-изохронный метод датирования по породе в целом.

Тщательный петрологический анализ последовательности образования различных пород и минералов позволил отобрать наиболее представительные пробы для каждого этапа с минимальным влиянием более поздних наложенных процессов.

К сожалению, к настоящему сообщению не удалось проанализировать и установить возраст основных гранулитов 1-го этапа.

Наиболее охарактеризованы данными радиологического возраста породы различных стадий второго этапа. Были изучены мраморы, биотитовые гнейсы и амфиболиты горанской и шахдаринской серий и ортит из аплитовидных гранито-гнейсов.

Для анализа свинцово-изохронным методом отбирали по три — пять образцов, удаленных по простиранию на расстоянии 2—10 км.

В образцах определяли содержания урана, тория и свинца и изотопный состав последнего. Микроколичества урана, тория и свинца выделяли при помощи ионообменных смол ЭД Э-10п и КУ-2. Содержание свинца определяли методом прямого экстракционного титрования дитизином с точностью $\pm 5\%$, урана и тория — колориметрическим методом с применением арсеназо 3 с точностью $\pm 10-15\%$. Изотопный состав свинца определяли с применением алюмосиликатного эмиттера с точностью $\pm 0,5\%$ для изотопных отношений свинца.

| 10 ⁻⁴ % | | Изотопный состав свинца, % | | | |
|--------------------|------|----------------------------|-------|-------|-------|
| U | Th | 204 | 206 | 207 | 208 |
| 2,3 | 9,6 | 1,37 | 25,07 | 20,90 | 52,65 |
| 3,5 | 11,4 | 1,33 | 26,57 | 20,59 | 51,50 |
| 1,6 | 7,1 | 1,40 | 24,61 | 21,11 | 51,87 |
| 2,1 | 13,1 | 1,35 | 25,53 | 20,70 | 52,42 |
| 2,7 | 17,1 | 1,36 | 23,83 | 20,44 | 54,37 |
| 0,9 | 6,0 | 1,49 | 22,76 | 21,76 | 53,99 |
| 2,3 | 9,8 | 1,36 | 25,32 | 20,75 | 52,57 |
| 0,7 | 2,9 | 1,39 | 25,25 | 20,91 | 52,44 |
| 20,0 | 65,0 | 1,18 | 29,06 | 18,69 | 51,07 |

В табл. 1 приведены аналитические данные только для биотитовых гнейсов и амфиболитов шахдаринской серии и ортита из гранито-гнейсов. Аналитические данные для мраморов горанской и шахдаринской серий были уже опубликованы ранее [8].

Значения возраста анализированных образцов приведены в табл. 2. Для пород в целом, кроме изохронного, приводится также модельный возраст, вычисленный по изотопному составу первичного свинца этих пород [5].

Как видно из табл. 2, возраст мраморов горанской серии составляет 2690-2700 млн. лет. Возраст мраморов, биотитовых гнейсов и амфиболитов шахдаринской серии находится соответственно в интервалах 2400-2540, 2480-2680 и 2600-2740 млн. лет.

Хорошее совпадение значений возраста, вычисленных по различным изотопным отношениям, и соответствие их (в пределах точности модельного возраста) модельным возрастам свидетельствуют о соблюдении условий применения изохронного способа вычисления возраста [4], а следовательно, и получении надежных и достоверных датировок.

Полученные значения возраста свидетельствуют о том, что изученные стратифицированные метаморфические серии (горанская и шахдаринская) формировались последовательно в течение одного крупного этапа, соответствующего мегациклу.

Последняя (третья) стадия второго этапа датирована по ортиту из аплитовидных гранито-гнейсов. Значения возраста, полученные для него свинцово-изотопным методом, находятся в интервале 1950-2680 млн. лет (табл. 2). Как видно из табл. 1, исследованный образец ортита содержал большое количество обыкновенного свинца (~85%). Поправка на последний при вычислении возраста вносилась по табличным данным [5] для свинца галенита возраста 3 млрд. лет: 11,76:14,34:31,53 - предполагаемый возраст субстрата метаморфических пород, по которым образовались гранито-гнейсы.

Наиболее достоверными в данном случае следует считать значения возраста, полученные по Pb^{206}/U^{238} и Pb^{208}/Th^{232} , т.е. 2680-2650 млн. лет, так как из-за крайне низкого содержания урана в образцах и неопределенности изотопного состава обыкновенного свинца при его высоком содержании эти значения возраста вычислены с наименьшей ошибкой.

Таблица 2

Периодизация докембрия Юго-Западного Памира и значения возраста для

| Комплекс или серия | Порода или минерал | | |
|--|---------------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| | | $\frac{Rb}{207}$ Rb 206 | $\frac{Rb}{206}$ U 238 |
| Аличурская серия | Мраморизованный известняк | - | - |
| Магнезиальные скарны, флогопито- вые месторождения | Флогопит | - | - |
| | Измененные биотитовые гнейсы | - | - |
| Гранито-гнейсовый комплекс | Ортит с ильменитом | 1950 | 2680 |
| Шахдаринская серия | Мрамор | 2400 \pm 60 * | 2540 \pm 130 |
| | Биотитовый гнейс | 2480 \pm 90 | 2640 \pm 40 |
| | Амфиболит | 2630 \pm 130 | 2730 \pm 90 |
| Горанская серия | Мрамор | 2690 \pm 70 | 2700 \pm 600 |

* Указанные ошибки рассчитаны на основании погрешностей параметров изохрон.

Совпадение значений возраста пород различных стадий второго этапа докембрийской истории развития зоны Юго-Западного Памира объясняется, с одной стороны, тем, что разрыв между стадиями не превышает 100 млн. лет, т.е. находится в пределах аналитической ошибки метода, а с другой стороны, изучались сближенные по стратиграфическому разрезу метаморфические породы (верхи горанской и низы шахдаринской серий).

Третий этап докембрийской истории развития зоны Юго-Западного Памира датирован стронциевым методом по флогопитам (табл. 2). По данным лабораторий ВСЕГЕИ [7] и ИГЕМ АН СССР [9], максимальный возраст флогопитов из Ляджвардаринского месторождения Юго-Западного Памира варьирует в интервале 1630–1740 млн. лет, а минимальные значения, полученные стронциевым методом, достигают 1015 млн. лет. Максимальные значения возраста флогопитов интерпретируются нами как верхний предел процессов флогопитообразования. На этот же верхний предел возраста флогопитов указывает также значение возраста в 1675 млн. лет, полученное в лаборатории ИГЕМ АН СССР [9] стронциевым методом по изохроне для измененных биотитовых гнейсов на контакте с флогопитовыми жилами.

На основании установленного факта миграции радиогенного стронция из флогопитов Юго-Западного Памира после их образования [7, 9], а также сопоставления флогопитовых месторождений Юго-Западного Памира с однотипными месторождениями Алдана, для которых в лаборатории ВСЕГЕИ получен стронциевым методом возраст 2100–2200 млн. лет, авторы приходят к выводу, что этап флогопитообразования на Юго-Западном Памире имеет приблизительно тот же возраст, что и на Алдане.

Для датирования четвертого этапа докембрийской истории развития зоны Юго-Западного Памира были отобраны мраморизованные известняки и биотитизированные сланцы аличурской серии. Было проанализировано четыре образца мраморизованных известняков, однако, как указывалось в ранее опубликованной статье [8], из-за близости аналитических данных мы смогли для них вычислить только модельный возраст порядка 900–1000 млн. лет. Возраст биотитизированных сланцев находится в стадии исследования.

исследованных пород и минерала (в млн. лет)

| U-Th-Pb возраст | | Модельный возраст | | | Rb-Sr возраст |
|----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------------------|
| $\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$ | $\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$ | $\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$ | |
| - | - | 900 | - | 1000 | - |
| - | - | - | - | - | 1740 |
| - | - | - | - | - | 1675 |
| 2280 | 2650 | - | - | - | - |
| 2460 \pm 10 | - | 2100 | 2500 | 2000 | - |
| 2680 \pm 40 | 2560 \pm 50 | 2400 | 2900 | 2500 | - |
| 2740 \pm 130 | 2600 \pm 130 | 2500 | 3100 | 2700 | - |
| 2700 \pm 400 | - | 2000 | 2200 | 1600 | - |

Сопоставление полученных данных по периодизации докембрия Юго-Западного Памира с существующими шкалами докембрия - с принятой геохронологической комиссией в 1964 г. [1], предложенной Л.И. Салопом [3] в 1970 г. и предложенной В.А. Рудником и Э.В. Собоновичем в 1972 г. [2], позволяет сделать следующие выводы.

Полученные нами значения возраста для архейских гнейсовых толщ горанской и шахдаринской серий, слагающих кристаллический фундамент, хорошо параллелизуются с аналогичными образованиями позднего архея: метаморфическими породами станового комплекса Алданского щита, беломорской серией Балтийского щита, енисейской серией Енисейского края и др. Эти данные подтверждают двучленное деление архея и не согласуются с границей архея - протерозой, принятой в шкале 1964 г. (2600-2700 млн. лет) и тем более с границей архея - протерозой, предлагаемой Л.И. Салопом (2500-3600 млн. лет), и хорошо согласуются с границей архея (археозой) - протерозой, принятой В.А. Рудником и Э.В. Собоновичем (2100 \pm 200 млн. лет).

Граница архея (археозой) - протерозой в 2100-2200 млн. лет подтверждается также датированием месторождений флогопита Алдана, приведенным выше, и данными о возрасте флогопитов Юго-Западного Памира (древнее 1740 млн. лет). Следовательно, позднеархейский мегацикл находится в интервале 2100-3000 млн. лет в соответствии со шкалой В.А. Рудника и Э.В. Собоновича [2]. К этому интервалу относятся все полученные нами значения возраста кристаллических пород второго этапа развития зон Юго-Западного Памира, слагающих архейский фундамент.

Принятая В.А. Рудником и Э.В. Собоновичем граница раннего и позднего архея (археозоя) в 3000 \pm 200 млн. лет также хорошо укладывается в имеющиеся датировки раннеархейских пироксен-гранулитовых комплексов щитов, превышающие 3 млрд. лет и полученные свинцово-изохронным методом по первичным стратифицированным метаморфическим породам, а также нашими данными по позднеархейским гнейсовым толщам горанской и шахдаринской серий Юго-Западного Памира с максимальным возрастом 2740 млн. лет, для которых наличие раннеархейского этажа не установлено.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 года с учетом зарубежных данных. - В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. "Наука", 1964.
2. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. Л., "Недра", 1973.
3. Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1970, 45, № 4.
4. Соботович Э.В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, 1970.
5. Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
6. Хорева Б.Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфических формаций. - В кн.: Проблема формационного анализа магматических и метаморфических образований. М., 1971.
7. Хорева Б.Я., Мурина Г.А. Использование радиологических методов для выделения этапов метаморфизма в раннедокембрийских образованиях молодых складчатых областей. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 6 и 13 а. М., 1968.
8. Хорева Б.Я., Искандерова А.Д., Шергина Ю.П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 8.
9. Шанин Л.Л., Иванов И.Б., Лицарев М.А., Гольцман Ю.В., Баирова З.Д. О возрасте метаморфических толщ Ваханской серии (Юго-Западный Памир). - Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Г.Д. Афанасьев, С.И. Зыков. Результаты измерений межлабораторных эталонных проб. | 3 |
| Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Л.В. Овчинникова, Н.А. Сокова, Г.В. Малярова. Редкометалльная металлогения докембрия СССР. | 17 |
| Н.А. Богатырева. О возможных причинах несоответствия абсолютного возраста, определенного α -свинцовым методом, геологическому возрасту метаморфических толщ. | 27 |
| Л.В. Комлев, М.М. Шац, Е.Б. Андерсон. К вопросу о датировании некоторых редкометалльных месторождений изохронным свинцово-изотопным методом. | 35 |
| М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, В.П. Стрижов, В.Л. Мясникова. Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа. | 39 |
| Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Г.В. Малярова, Л.В. Овчинникова, Н.С. Сокова, Б.Ф. Зленко. Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя. | 48 |
| Э.В. Соботович, В.А. Рудник, А.Д. Искандерова, В.Н. Каменев, А.А. Комаристый, В.Г. Корольков, М.Г. Равич, Ю.А. Слупицкий, М. Халперн. Раннеазойский возраст древнейших пород Земли (по результатам свинцово-изотопных исследований кристаллических горных пород Антарктической платформы). | 59 |
| Н.В. Кинд, К.В. Никифорова. Геохронометрическая шкала четвертичного периода (состояние вопроса). | 71 |
| Н.П. Семененко, Н.П. Шербак, Е.М. Клименко. Главные геохронологические рубежи докембрия Украинского щита. | 74 |
| Н.П. Семененко, Н.А. Савченко, Б.Б. Зайдис, В.С. Крандиевский. Новые данные радиологического датирования рифейско-нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород западного склона Украинского щита. | 78 |
| Н.П. Семененко, А.Я. Хатунцева, Н.А. Беспалько, А.С. Дранник, Ф.И. Котловская, Н.К. Коваленко. Докембрий-IV Украинского щита и его распространение в пределах Восточно-Европейской платформы. | 86 |
| Н.П. Семененко, Э.В. Соботович, Н.К. Ширинбеков, А.А. Комаристый, О.В. Цюнь. Нижний геохронологический рубеж криворожской серии. | 91 |
| В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, Г.Д. Елисеева, В.Д. Ладиева, В.И. Орса, Л.Н. Полетаева, О.М. Струева, В.А. Стульчиков, Э.А. Ярошук, Ю.Б. Бабков, М.Н. Довгань. Новые данные по геохронологии Среднего Приднепровья. | 103 |
| В.В. Рябоконь, И.М. Лесная, Ф.И. Котловская, А.И. Казанцева, А.В. Лукашук. Изотопный возраст метабазитов и амфиболсодержащих гранитоидов бассейнов рек Рось и Сось. | 113 |
| А.Д. Дашкова, А.Д. Искандерова, М.Г. Павлов. Новые данные по геохронологии древних толщ юго-западной части Украинского щита. | 123 |
| А.И. Тугаринов, Е.В. Бибилова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров. Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита. | 128 |
| Е.В. Бибилова, Т.В. Грачева, В.М. Шемякин, И.К. Шулешко. О возрасте эндербитов и ультраметаморфических гранитов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия (Западная Карелия) (по данным Pb-U-Th метода). | 136 |
| М.В. Терентьев, Э.В. Соботович, В.А. Рудник, Н.С. Вардзелашвили, А.А. Комаристый, Ю.А. Слупицкий, Д.В. Цыренов. Новые данные о возрасте продуктов метасоматических и рудных процессов в активизированной пограничной зоне Сибирской платформы. | 140 |
| М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, В.П. Стрижов, В.П. Белов, К.И. Смирнова. К геохронологии эпигеосинклинальных орогенных формаций и главного геосинклинального складкообразования байкальской эпохи в Енисейском кряже. | 146 |
| З.М. Анисимова, Ю.И. Егоров. Радиолого-геофизическая характеристика горных пород Восточного Саяна, Западного Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья. | 156 |
| Р.Н. Соболев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. Реперные точки Центрального Казахстана и обоснование их геологического положения и радиологического возраста. | 162 |
| А.В. Коплус, А.И. Пантелеев. О совмещении разновозрастного оруденения на флюоритоносных месторождениях скарново-карбонатно-грейзеновой формации Казахстана. | 168 |
| М.А. Гаррис. Опыт формационного расчленения эндогенных образований Урала и сопредельной части Русской плиты на изотопно-геохронологической основе. | 176 |
| Л.С. Лозовая, Р.Т. Меньшикова. Возраст некоторых рудных формаций, связанных с гранитоидами восточного склона Южного Урала (по данным калий-аргонового метода). | 190 |
| А.А. Краснобаев, Т.В. Грачева, Е.В. Бибилова. К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинория. | 193 |

| | |
|---|-----|
| А.А. Краснобаев, Г.А. Гревцов, В.Г. Фоминых, А.И. Степанов, М.В. Панова, Р.Г. Подлесова. О многоэтапности формирования титаномагнетитового оруденения в кунсинских габброидах (Южный Урал). | 202 |
| С.И. Вороновский, Л.Н. Овчинников, Н.А. Сокова, Г.В. Малярова, Л.В. Овчинникова. О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. | 209 |
| Е.К. Станкевич, А.Г. Рублев, Л.К. Левский. Датирование образований новейшего магматизма Большого Кавказа. | 215 |
| Р.Н. Абдуллаев, Р.К. Гасанов, А.Р. Исмет, О.Д. Багирбекова, А.И. Алчев. Возраст Шальва-Лачинского интрузива (по данным калий-аргонового метода). | 227 |
| Р.Н. Абдуллаев, А.Р. Исмет, К.А. Исмаилов, И.А. Абдуллаев. Новые данные о возрасте домолассового фундамента центральной части Куринской межгорной впадины. | 227 |
| А.С. Батырмурзаев, Б.А. Батыров, А.М. Магомедов, М.Р.-А. Омарова, Г.С. Расулов. Абсолютный возраст магматических пород рудных районов Дагестана. | 232 |
| Р.Б. Баратов, А.К. Мельниченко. Возраст оловянно-вольфрамового оруденения Южного Гиссара (Центральный Таджикистан). | 239 |
| Е.М. Головин, Л.А. Юрьева, И.Ю. Иванов, А.Г. Прицев, Р. Марипова, А.А. Ионов. Об опорных радиологических точках в Кармазаре (Срединный Тянь-Шань). | 249 |
| Э.А. Дмитриев, Л.И. Агеева. Калий-аргоновое датирование основных пород Центрального Памира. | 254 |
| Э.С. Лобов. К применению термолуминесценции для определения абсолютного возраста. | 258 |
| А.Я. Крылов, К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов, Ю.И. Силин, Я.М. Цовбун. О терригенной седиментации в Средиземном море в позднечетвертичное время (по данным абсолютного возраста терригенных минералов). | 264 |
| А.Я. Крылов, В.Е. Соколова, О.А. Аляпышев, Г.В. Авдзейко. Источник материала ледниковых отложений района г. Вологды (по данным абсолютного возраста терригенных минералов). | 272 |
| Л.Н. Вознячук, К.С. Шулия. Абсолютная геохронология позднего антропогена Белоруссии и Литвы. | 280 |
| Э.С. Лобов, В.В. Казанцев. К изучению абсолютного возраста урановой минерализации. | 286 |
| Д.И. Овчинников, А.И. Пантелеев, В.И. Бейгуленко. Калий-аргоновое датирование гранитоидов и дайковых пород в Центрально-Янском районе Якутии. | 293 |
| В.Н. Козеренко, Е.М. Лазько, Г.Х. Чеджемов, В.А. Костин. Геохронологические исследования докембрия Северного Сомали. | 297 |
| Б.Я. Хорева, А.Д. Искандерова, С.Л. Миркина, Л.А. Неймарк. Периодизация докембрия Юго-Западного Памира и сопоставление со шкалой докембрия. | 301 |

УДК 550-93

Результаты измерений межлабораторных эталонных проб. Г.Д. Афанасьев, С.И. Зыков. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В статье содержится обработка данных анализов стандартных проб для калий-аргонового, рубидий-стронциевого и свинцового методов и подведены итоги по результатам измерений межлабораторных проб за период 1969-1973 гг. 37 радиометрических лабораторий СССР, Швейцарии и Бельгии. Табл. 11, библи. 6 назв.

УДК 550-93

Редкометалльная металлогения докембрия СССР. Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Л.В. Овчинникова, Н.А. Сокова, Г.В. Малярова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Приводятся результаты 100 определений (калий-аргоновый метод) абсолютного возраста, проведенных по слюдам и амфиболам из большого числа редкометалльных пегматитовых, грейзеновых и метасоматических месторождений и рудопоявлений и вмещающих их пород докембрия различных регионов СССР.

Полученные данные позволяют расчленить пегматитовые месторождения докембрия на две, а метасоматические — на три группы, довольно четко разграниченные по времени их формирования, а также наметить перспективные редкометалльные провинции — Кольскую, Саянскую и другие — среди докембрийских образований СССР. Табл. 8, илл. 3, библи. 7 назв.

УДК 550-93

О возможных причинах несоответствия абсолютного возраста, определенного α -свинцовым методом, геологическому возрасту метаморфических толщ. Н.А. Богатырева. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

α -свинцовый возраст циркона не соответствует геологическому возрасту вмещающих их сланцев бектурганской и аралбайской серий (Южный Алатау). Причины этого несоответствия заключены в морфологических особенностях цирконов и в воздействии на них процессов метаморфизма. В сланцах установлено присутствие двух генетических типов цирконов — реликтового и метаморфогенного. Последний появляется одновременно с возникновением в породах порфиробластов альбита (хлоритовая ступень фации зеленых сланцев). При региональном метаморфизме происходит трансформация цирконов (растворение, изменения, новообразование), сопровождающаяся выносом радиогенного свинца, что и оказывает основное искажающее влияние на значения возраста. Илл. 3, библи. 20 назв.

УДК 550-93

К вопросу о датировании некоторых редкометалльных месторождений изохронным свинцово-изотопным методом. Л.В. Комлев, М.М. Шац, Е.Б. Андерсон. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Изучение возраста редкометалльных эндогенных рудных месторождений изохронным методом подтвердило многостадийный, полихронный характер их формирования. Наиболее пригодными для расшифровки рудного процесса являются изохронные расчеты возрастных значений по соотношению изотопов $Rb\ 206/U\ 238$ и $Rb\ 207/U\ 235$. Использование только рубидий-рубидиевого изохронного метода не правомочно благодаря его малой точности в применении к палеозойским значениям возраста. Илл. 3.

УДК 550-93

Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа. М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, В.П. Стрижов, В.Л. Мясникова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

К гренвиллидам в Енисейском кряже отнесен складчатый комплекс геосинклинальных формаций с возрастом от 1400 до 1000 млн. лет. Впервые приводятся наиболее полные геохронологические сведения для отдельных подразделений формационного ряда. Показан гетерогенный характер фундамента гренвилльской геосинклинали с верхним пределом возраста отдельных фрагментов 2450-2550 млн. лет, 1750-1800 млн. лет и 1620-1680 млн. лет. Табл. 3, илл. 1, библи. 10 назв.

Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя. Л.Н. Овчинников, С.Н. Вороновский, Г.В. Малярова, Л.В. Овчинникова, Н.А. Сокова, Б.Ф. Зленко. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Приведены результаты более чем 100 определений абсолютного возраста рудных месторождений различных генетических типов всех основных металлогенических провинций Советского Союза.

На основании новых шифр абсолютного возраста с привлечением также собственных данных прежних лет и определений других авторов уточнены этапы формирования месторождений колчеданной формации, широко распространенных на территории СССР, и выявлены этапы вольфрамового оруденения в Горном Алтае и связь их с определенными комплексами гранитоидов. Приводятся также возрастные данные, полученные при детальном исследовании рудоносных образований Кумыштагского района в Таласском хребте (Киргизия) и окорудно измененных пород знаменитого Березовского золоторудного месторождения на Урале. Табл. 5, илл. 1, библ. 12 назв.

УДК 550-93

Раннеазойский возраст древнейших пород Земли (по результатам свинцово-изотопных исследований кристаллических горных пород Антарктической платформы). Э.В. Соболевич, В.А. Рудник, А.Д. Искандерова, В.Н. Каменев, А.А. Комаристый, В.Г. Корольков, М.Г. Равич, Ю.А. Слупицкий, М. Халперы. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

При помощи методов свинцово-изохронного датирования определен возраст кристаллического фундамента Антарктической (Земли Эндерби) и Восточно-Сибирской (Охотский массив) платформ. Основные кристаллические сланцы (четыре пробы), эндербиты (две пробы) Земли Эндерби и основные кристаллические сланцы Охотского срединного массива (пять проб) имеют возраст соответственно 3700 ± 200 , 4000 ± 100 и 4100 ± 400 млн. лет. Средний исследованный возраст пород Антарктиды принят равным 3800 ± 300 млн. лет. Табл. 6, илл. 2, библ. 31 назв.

УДК 550-93

Геохронометрическая шкала четвертичного периода (состояние вопроса). Н.В. Кинд, Н.В. Никифорова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Предлагается проект новой хроностратиграфической схемы антропогена, которая опирается на комплекс радиологических, физических и биостратиграфических методов. Основание антропогена проводится под Калабрием ($1,65-1,85$ млн. лет) и отвечает эпизоду Дилса; граница эоплейстоцена и плейстоцена ($0,7$ млн. лет) совпадает с инверсией Матуйма — Брюнес, граница между ранним и средним плейстоценом (350 тыс. лет) проводится под Лихвинским горизонтом (MP), а между средним и поздним плейстоценом ($130-120$ тыс. лет) — под Микулинским горизонтом (PW).

УДК 550-93

Главные геохронологические рубежи докембрия Украинского щита. Н.П. Семеновко, Н.П. Шербак, Е.М. Клименко. В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На основании геологических и радиологических данных намечены четыре крупных структурно-геохронологических этажа или в соответствии с терминологией Н.П. Семеновко — четыре крупных мегацикла. Среди достоверных геохронологических рубежей выделено три (снизу вверх). Первый рубез — 2850 ± 150 млн. лет — верхняя возрастная граница формирования Конской серии; второй рубез — $1800-1900$ млн. лет — относится к заключительному этапу формирования криворожской и тетеревской серий; третий геохронологический рубез — 1300 млн. лет — устанавливается по соотношению овручской серии с гранитами Коростенского плутона.

Новые данные радиологического датирования рифейско-нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород западного склона Украинского щита. Н.П. Семеновко, Н.А. Савченко, Б.Б. Зайдис, В.С. Крандиевский. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Древнейшие осадочно-вулканогенные образования западного склона Украинского щита и Припятского вала относятся к верхним частям рифея, венда и нижнего палеозоя.

По данным радиологических исследований, образования докембрия V могут быть подразделены на докембрий V₁ с возрастом 770–1000 млн. лет и докембрий V₂ с возрастом 550–700 млн. лет.

Нижнекембрийские "синие глины" района имеют возраст 525 млн. лет.

Калий-аргоновые определения (390–440 млн. лет) верхнесилурийских отложений (туффиты) удовлетворительно коррелируют с биостратиграфическими данными, в частности подтверждаются микрофауной малиновецкого горизонта верхнего силура. Табл. 5, илл. 3, библиограф. 10 назв.

Докембрий-IV Украинского щита и его распространение в пределах Восточно-Европейской платформы. Н.П. Семеновко, А.Я. Хатунцева, Н.А. Беспалько, А.С. Дранник, Ф.И. Котловская, Н.К. Коваленко. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

IV докембрийский мегацикл охватывает период времени 1700–1200 млн. лет, который в пределах Восточно-Европейской платформы был насыщен разноплановыми геологическими событиями. По систематически повторяющимся значениям изотопного возраста магматических и метаморфических осадочно-вулканогенных пород на платформе выделяются области развития складчатых поясов, обычно глубоко опущенных и перекрытых мощным осадочным чехлом. Наиболее полно и разнообразно представлены ряды этого мегацикла в северо-западной части Украинского щита. По исторической смене главнейших событий IV докембрийского мегацикла в пределах Украинского щита в нем выделяются три эпохи: 1) ранняя (осницкая) — 1700–1600 млн. лет, 2) средняя (сушанская) — 1600–1400 млн. лет, 3) поздняя (овручская) — 1400–1200 млн. лет. Илл. 3.

Нижний геохронологический рубеж криворожской серии. Н.П. Семеновко, Э.В. Соболевич, Н.К. Ширинбеков, А.А. Комаристый, О.В. Цюнь. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Проведено свинцово-изохронное датирование конгломератов нижней свиты криворожской серии. Разброс экспериментальных свинцово-урановых и свинцово-ториевых данных указывает на различную генетическую природу минеральных составляющих исследованного конгломерата. Обработка данных методом согласованных разностей приводит к выводу, что средний возраст конгломерата (2600±300 млн. лет) в общем совпадает с возрастом, полученным по Rb²⁰⁷-Rb²⁰⁶ изохроне (2950±150 млн. лет), и фиксирует время изменения Rb/U (1200±300 млн. лет), которое в первом приближении можно интерпретировать как время осадконакопления. Табл. 5, илл. 10, библиограф. 10 назв.

Новые данные по геохронологии Среднего Приднепровья. В.Л. Бойко, И.Н. Бордунов, Г.Д. Елисеева, В.Д. Ладиева, В.И. Орса, Л.Н. Полетаева, О.М. Струева, В.А. Стульчиков, Э.А. Ярошук, Ю.Б. Бабкова, М.Н. Довгань. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Докембрийские образования региона Среднего Приднепровья представлены различными суперкрупными и гранитоидными комплексами, которые формировались на протяжении 3500–1500 млн. лет.

Здесь выделяются несколько тектоно-магматических циклов, каждому из которых соответствуют свои осадочно-вулканогенные толщи, гранитоиды, метасоматиты и дайки диабазов.

Среди гранитоидов выделяются несколько формационных типов: плагиогранит-гранодиорит-мигматитовый, плагиоклаз-микроклиновый, порфиробластический плагиоклаз-микроклиновыи, лейкократовый существенно микроклиновыи.

Результаты геологических и геохронологических исследований позволяют утверждать, что один и тот же формационный тип гранитоидов может встречаться в разных геологических эпохах, что особенно хорошо прослеживается на примере плагиогранит-гранодиорит-мигматитового типа. Табл. 4, библиография, 17 названий.

УДК 550-93

Изотопный возраст метабазитов и амфиболсодержащих гранитоидов бассейнов рек Рось и Собь. В.В. Рябоконт, И.М. Лесная, Ф.И. Котловская, А.И. Казанцева, А.В. Лукашук. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Проведены геохронологические исследования амфиболсодержащих пород (амфиболиты, амфибол-биотитовые мигматиты, гранодиориты и диориты) бассейна рек Рось и Собь. На основании радиологических данных, полученных калий-аргоновым методом по роговым обманкам и изотопно-свинцовым методам по акцессорным минералам, установлено два этапа минерализации, связанных с процессами метаморфизма и гранитизации. Первый, древний, этап составляет 2500 млн. лет, второй, более молодой (1800-2100 млн. лет) обусловлен внедрением уманских и житомирских гранитов. Табл. 6, библиография, 20 названий.

УДК 550-93

Новые данные по геохронологии древних толщ юго-западной части Украинского щита. А.Д. Дашкова, А.Д. Искандерова, М.Г. Павлов. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Приводятся результаты определения возраста кристаллических сланцев и гнейсов бугской и тетеревской серий свинцово-изохронным методом.

Для каждой серии пород было проанализировано по три-четыре образца на содержание урана, тория и свинца и был измерен изотопный состав последнего. На основании аналитических данных вычислены изохронные значения возраста пород по различным изотопным отношениям и модельные значения возраста по изотопному составу первичного свинца. Изохронный возраст пород бугской серии находится в интервале 2900-3000 млн. лет, а тетеревской - в интервале 2700-2840 млн. лет. В пределах точности свинцово-изохронного метода возраст пород обеих серий оказался практически одним и тем же, что указывает на близость времени регионального метаморфизма пород.

Модельные значения возраста пород обеих серий также близки между собой и находятся в интервале 2400-3000 млн. лет. Табл. 1, библиография, 16 названий.

УДК 550-93

Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На основе изучения более 70 проб акцессорных цирконов из различных комплексов восточной части Балтийского щита предлагается выделение следующих геохронологических рубежей в его докембрии: 5800 ± 300 млн. лет - возраст основных пород массива Чуна-Волчьих тундр, 2750 ± 100 млн. лет - древнейший метаморфизм, завершивший формирование фундамента Балтийского щита, 1900 ± 100 млн. лет - повторный метаморфизм всех сформированных формаций, 1600 ± 50 млн. лет - возраст платформенных интрузий рапакиви. Табл. 1, илл. 8, библиография, 18 названий.

УДК 550-93

О возрасте эндербитов и ультраметаморфических гранитов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия (Западная Карелия) (по данным Pb-U-Th метода). В.Е. Бибикова, Т.В. Грачева, В.М. Шемякин, И.К. Шулешко. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Изучены морфологические характеристики и определен радиологический возраст $Pb-U-Th$ методом цирконов из гиперстеновых и пространственно связанных с ними ультраметаморфических гранитоидов, приуроченных к Колвас-Тулосозерской синклинали. Для гиперстеновых гранитоидов определен возраст 2830 ± 50 млн. лет, для ультраметаморфических — 2730 ± 50 млн. лет.

Подтвержден верхнеархейский возраст кристаллических образований Западной Карелии. Табл. 1, библ. 15 назв.

УДК 550-93

Новые данные о возрасте продуктов метасоматических и рудных процессов в активизированной пограничной зоне Сибирской платформы. В.М. Терентьев, Э.В. Собонович, В.А. Рудник, Н.С. Вардзелашвили, А.А. Комаристый, Ю.А. Слупицкий, Д.В. Цыренов. В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Проведенные геохронологические исследования указывают на сложный характер геологического развития Байкало-Саянской системы глубинных разломов. Раннепротерозойский возраст метасоматитов Даванской зоны, по-видимому, отражает наиболее раннюю стадию тектоно-магматической активности в зоне Байкало-Саянского шва. В дальнейшей истории докембрия эта зона интенсивно активизировалась в среднем и позднем протерозое.

Полученные данные свинцово-изотопного датирования свидетельствуют о позднепротерозойском-раннепалеозойском возрасте колчеданно-полиметаллического оруденения Холдинского месторождения. Табл. 3, библ. 4 назв.

УДК 550-93

К геохронологии эпигеосинклинальных орогенных формаций и главного геосинклинального складкообразования байкальской эпохи в Енисейском кряже. М.И. Волобуев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова, В.П. Стрижов, В.П. Белов, К.И. Смирнова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Время главного геосинклинального складкообразования байкальской эпохи определяется в Енисейском кряже датой 850 млн. лет. Начало эпигеосинклинального орогенного этапа близко к рубежу 800 млн. лет. Возраст наиболее ранних орогенных образований (нижнеангарская свита и ее аналоги) 775 млн. лет, вышележащих отложений вандадынской, нижнедашкинской и других свит — 760 млн. лет, суктальминской свиты — 630-640 млн. лет и немчанской (мошакской) — 580-600 млн. лет. Табл. 3, библ. 22 назв.

УДК 550-93

Радиолого-геофизическая характеристика горных пород Восточного Саяна, Западного Прибайкалья и Байкало-Пятомского нагорья. З.М. Анисимова, Ю.И. Егоров. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На основании радиолого-геофизических данных в статье обобщены материалы по корреляции осадочно-метаморфических толщ и магматических комплексов Саяно-Байкальской горной области. По современным представлениям на территории Саяно-Байкальской горной области выделены рубежи, соответствующие перестройкам земной коры: архейский (до 2500 млн. лет), нижнепротерозойский (до 1900 млн. лет), среднепротерозойский (до 1500 млн. лет); за верхнюю границу верхнего протерозоя принята цифра 650 млн. лет, а за нижнюю границу кембрия — значение 600 млн. лет.

Граница кембрия и докембрия, проводимая с учетом радиологических данных, четко фиксируется на местности по перерывам в осадконакоплении и другим тектоническим особенностям. Выделенные рубежи подтверждены цифрами абсолютного возраста. Библ. 4 назв.

УДК 550-93

Реперные точки Центрального Казахстана и обоснование их геологического положения и радиологического возраста. Р.Н. Соболев, С.И. Зыков, Н.И. Ступникова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В работе обоснованы важнейшие геохронологические рубежи, установленные на материале, собранном в Центральном Казахстане. Палеозойские рубежи обоснованы органическими остатками, докембрийские — с помощью сравнительно-исторического анализа.

В качестве реперных значений возраста предлагаются: граница среднего и позднего протерозоя (1700–1800 млн.лет), поздний протерозой (венд) (650 млн.лет), средний ордовик (485 млн. лет), поздний ордовик (450 млн. лет), средний девон (390 млн. лет), поздний девон (365 млн. лет), средний карбон (330 млн. лет), поздний карбон (300 млн. лет). Библиография 18 назв.

УДК 550-93

О совмещении разновозрастного оруденения на флюоритоносных месторождениях скарно-карбонатно-грейзеновой формации Казахстана, А.В. Коплус, А.И. Пантелеев. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Проведенные исследования калий-аргоновым методом с учетом геологических и минералого-геохимических данных свидетельствуют о телескопированном характере редкометалло-флюоритового оруденения месторождений скарно-карбонатно-грейзеновой формации: Карагайлы-Актас (Южный Казахстан) и Солнечное (Центральный Казахстан). На первом из них ранний редкометалльный комплекс с ведущей оловянной минерализацией датируется $427 \pm 20 - 413 \pm 10$ млн. лет, а поздний, слюдисто-редкометалльный - флюоритовый - $292 \pm 15 - 274 \pm 10$ млн. лет. На месторождении Солнечное промышленное метасоматическое флюоритовое оруденение в известняках сформировалось в позднегерцинское время ($286 \pm 11 - 243 \pm 10$ млн. лет), а секущие кварцевые жилы с минералами вольфрама - в киммерийское ($173 \pm 8 - 155 \pm 5$ млн. лет).

Анализируется связь оруденения с соответствующими по возрасту магматическими процессами и делаются выводы практического значения. Табл. 2, илл. 3, библиография 18 назв.

УДК 550-93

Опыт формационного расчленения эндогенных образований Урала и сопредельной части Русской плиты на изотопно-геохронологической основе, М.А. Гаррис. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Разработаны предварительные геохронологические формационные схемы, показывающие наборы формаций в каждом мезоцикле и цикле геологической истории региона от раннего протерозоя до триаса включительно. Среди 92 фигурирующих в них формаций и субформаций 30 относятся к интрузивным, 17 к вулканогенным и 45 - к впервые выделенным метаморфогенным. Особенности формационных наборов подтверждают самостоятельность вендомско-кембрийского (байкальского), каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов, четырех рифейских и трех более древних протерозойских мезоциклов, а также позволяют уточнить представления о типах геотектонических режимов соответствующего времени. Табл. 3, библиография 52 назв.

УДК 550-93

Возраст некоторых рудных формаций, связанных с гранитоидами восточного склона Южного Урала (по данным калий-аргонового метода), Л.С. Лозовая, Р.Т. Меньшикова. — В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Время формирования магнетитового оруденения, связанного с Магнитогорским габбро-гранитным комплексом, лежит в интервале между временем образования гранитоидов основной интрузивной фазы и позднеинтрузивного жильного комплекса, т.е. в промежутке 330–290 млн. лет. Об этом же свидетельствует возраст контактовых калиевых роговиков (298 млн. лет), генетически связанных с процессами скарнирования и магнетитового оруденения.

Золотое оруденение, связанное с гранодиорит-кварц-диоритовыми массивами тоналит-гранодиоритовой формации, датируется в 320 млн. лет.

Возраст редкометалльного оруденения, связанного с пегматитами крупных интрузий микроклиновых гранитов, оценивается в 310–290 млн. лет, а редкометалльного оруденения грейзенового типа - в 270–250 млн. лет.

Золото-вольфрамовое оруденение, связанное с формацией малых позднегерцинских гранитных интрузий, образовалось в интервале 260–240 млн. лет. Табл. 1, библиография 16 назв.

УДК 550-93

К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинория. А.А. Краснобаев, Т.В. Грачева, Е.В. Бибилова. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Изучены морфологически и проведены измерения абсолютного возраста изотопным Rb-U-Th методом для 12 цирконов из пород селенкинской и вишневогорской свит, представляющих субстрат Сысертско-Ильменогорского антиклинория на Восточном склоне Урала. На основе этих данных представляется возможным рассматривать древние толщи Сысертско-Ильменогорского антиклинория как самые восточные выступы или осколки Русской платформы, испытавшие интенсивный метаморфизм в Беломорскую фазу складчатости. Табл. 2, илл. 5, библи. 11 назв.

УДК 550-93

О многоэтапности формирования титаномагнетитового оруденения в кусинских габброидах (Южный Урал). А.А. Краснобаев, Г.А. Гревцов, В.Г. Фоминых, А.И. Степанов, М.В. Панова, Р.Г. Подлесова. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В массивах кусинских габброидов выделяются три основных этапа титаномагнетитового оруденения, характеризующихся следующими особенностями: I этап - рудная вкрапленность, представленная высокотитанистым титаномагнетитом с сохранившейся первичной структурой распада твердого раствора в габбро-норитах и израндитах (возраст 4,3-2,2 млрд. лет); II этап - сегрегационное ильменит-титаномагнетитовое оруденение, связанное с амфиболизацией габброидов (возраст 2,8-1,0 млрд. лет); III этап - сплошные малотитанистые руды (Кусинское месторождение), связанные с переотложением (возраст 1,3-1,6 млрд. лет). Табл. 1, илл. 4, библи. 9 назв.

УДК 550-93

О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива. С.Н. Вороновский, Л.Н. Овчинников, Н.А. Сокова, Г.В. Малахова, Л.В. Овчинникова. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Предложен метод определения времени теплового воздействия на породы по зависимости относительного занижения аргон-калиевого отношения от обратной величины крупности частиц минерала.

Применение метода к интрузиям габбро-норитов Смородинского участка Воронежского кристаллического массива дает непротиворечивую картину термической истории рассматриваемых пород по отношению к вмещающим породам, показывающим более молодой возраст. Табл. 2, илл. 2.

УДК 550-93

Датирование образований новейшего магматизма Большого Кавказа. Е.К. Станкевич, А.Г. Рублев, Л.К. Левский. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Для определения возраста плиоцен-четвертичных магматических образований Большого Кавказа использованы геологические, палеомагнитные и радиологические данные. Геологические возрастные данные представляют собой как непосредственно наблюдаемые взаимоотношения датированных пород, так и результат корреляции (по составу) вулканических образований с фаунистически охарактеризованными вулканогенно-осадочными отложениями. Палеомагнитный анализ изверженных горных пород основывается на использовании склонения и наклона среднего вектора остаточной намагниченности. Для датирования новейших магматических образований Большого Кавказа применен метод анализа инверсий палеомагнитного поля и сопоставления его с магнитостратиграфической шкалой. Радиологические данные представляют собой результаты калий-аргонового датирования. На основании изучения всех данных выделены три формации вулканических пород: 1) гранодиорит-гранитовых малых глубин (возраст 2,6-8,6 млн. лет), 2) липаритовая (возраст 2,4-3,0 млн. лет), 3) андезитовая (возраст 0-0,7 млн. лет). Табл. 1, илл. 3, библи. 7 назв.

Возраст Шальва-Лачинского интрузива (по данным калий-аргонового метода). Р.Н. Абдуллаев, Р.К. Гасанов, А.Р. Исмет, О.Д. Багирбекова, И.А. Алиев. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Определение возраста Шальва-Лачинской группы гранитоидных интрузивов имеет важное практическое значение с точки зрения правильного направления поисковых работ. До настоящего времени возраст данной группы интрузивов на основе прорывания одним из них среднеэоценовых образований (район Шальва) считался послесреднеэоценовым. Данные дополнительных геологических исследований, особенно радиогеохронологии, позволили установить три самостоятельных разновозрастных массива с абсолютным возрастом 156, 78 и 45 млн. лет, соответствующих поздней юре, позднему мелу, позднему эоцену. Библ. 6 назв.

Новые данные о возрасте домолассового фундамента центральной части Куринской межгорной впадины. Р.Н. Абдуллаев, А.Р. Исмет, К.А. Исмаилов, И.А. Абдуллаев. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Приводятся впервые данные об абсолютном возрасте домолассового фундамента центральной части Куринской межгорной впадины. В связи с разведочными работами на мезозойскую нефть вопрос о глубинном строении погребенных структур Куринской межгорной впадины и их возрасте приобретает особо важное значение. До последнего времени его решали с привлечением косвенных данных, и он не имел однозначного решения. Табл. 1.

Абсолютный возраст магматических пород рудных районов Дагестана. А.С. Батырмурзаев, Б.А. Батыров, А.М. Магомедов, М.Р.-А. Омарова, Г.С. Расулов. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Магматические породы исследуемого района представлены в основном дайками диабазов, гранит-порфиров и сложными дайками гранит-порфир-диабазового состава, прорывающими нижне- и среднеюрские отложения. Цифры возраста, полученные калий-аргоновым методом, показывают, что он колеблется в пределах 65-80 и 100-140 млн. лет.

Таким образом, на основании уже имеющихся предварительных данных по возрасту магматических пород Горного Дагестана можно выделить два периода магматической деятельности в интервале 150-130 и 80-40 млн. лет, совпадающие по времени с киммерийской и альпийской эпохами складчатости. Табл. 1, илл. 3, 9 назв.

Возраст оловянно-вольфрамового оруденения Южного Гиссара (Центральный Таджикистан). Р.Б. Баратов, А.К. Мельниченко. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В Южном Гиссаре оловянно-вольфрамовое оруденение сформировалось в верхнекарбонное и раннепермское время, в период развития средних и поздних этапов верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла Южного Тянь-Шаня. Возраст ранней редкометальной минерализации в пегматитах, мусковитовых, хлоритовых, кварцевых и отчасти скарново-рудных образованиях составляет $292-316 \pm 10$ млн. лет и по времени близок к заключительным стадиям становления средне-верхнекарбонных гранитоидов Гиссарского плутона. Образование вольфрамово-силикатно-арсенопирит-касситеритовой минерализации, наиболее развитой в грейзенах и скарнах, произошло в ранней перми ($262-276 \pm 10$ млн. лет) до внедрения верхнепермских-нижнетриасовых ($236-256 \pm 10$ млн. лет) даек эссекситовых лампрофиров. Табл. 4, илл. 4, библ. 11 назв.

УДК 550-93

Об опорных радиологических точках в Кармазаре (Срединный Тянь-Шань). Е.М. Голловин, Л.А. Юрьева, И.Ю. Иванов, А.Г. Принцев, Р. Марипова, А.А. Ионов. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В работе представлены данные определения абсолютного возраста двух интрузивных комплексов среднего карбона Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня - Шавасского и Кармазарского. Табл. 1, илл. 1, библи. 7 назв.

УДК 550-93

Калий-аргоновое датирование основных пород Центрального Памира. Э.А. Дмитриев, Л.И. Агеева. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Ряд геологических факторов свидетельствует о том, что в зоне Центрального Памира проявилось два, а не один, как считалось ранее, тектоно-магматических цикла: киммерийско-альпийский и более древний, вероятно, докембрийский. Каждый из них сопровождался этапом гранитизации и регионального метаморфизма. Наложение молодого метаморфизма на древние магматические и метаморфические породы привело к значительной потере ими радиогенного аргона, в связи с чем калий-аргоновый возраст и молодых и древних образований, определенный по слюдам и полевым шпатам, у них оказался одинаковым.

Было предположено, что древние породы, содержащие амфибол и пироксен (минералы с высокой энергией активации), не потеряли весь радиогенный аргон, и значения их возраста окажутся более высокими. По этим образованиям получено 33 значения калий-аргонового возраста. Они варьируют в широком пределе от 1190 до 10,6 млн. лет. Оказалось, что на калий-аргоновое отношение сильно повлияли различные наложенные процессы. Наибольшие значения возраста имеют неизмененные оливиновые пироксениты, промежуточные - амфиболитизированные породы, и наименьшие - породы, подвергнутые щелочному и кальциевому метасоматозу. Табл. 1, илл. 1, библи. 7 назв.

УДК 550-93

К применению термолюминесценции для определения абсолютного возраста. Э.С. Лобов. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На зависимости интенсивности термосветимости от времени облучения радиоактивными элементами основан термолюминесцентный метод определения абсолютного возраста.

Для выяснения влияния на интенсивность термосвечения различных содержаний урана и тория исследовали две зоны минерализации известного возраста, где люминесцирующими минералами являются плагиоклаз, кальцит и кварц. В результате гипергенных изменений в близкое к современному время в зонах произошло перераспределение урана. По радиогенному свинцу было рассчитано "первичное" (до перераспределения) содержание урана.

В результате проведенных исследований можно отметить, что между интенсивностью термосветимости и содержаниями урана (как "первичного", так и современного), тория и некоторых нерадиоактивных элементов (свинца, молибдена и др.), которые можно предполагать активаторами или гасителями, нет корреляции.

Все это свидетельствует о том, что выяснение причины термосветимости минералов в каждом конкретном случае - очень сложная задача, а к использованию термолюминесцентного метода определения абсолютного возраста необходимо подходить очень осторожно, так как величина термосветимости может определяться не только интенсивностью и временем радиоактивного облучения. Табл. 1, илл. 4, библи. 8 назв.

УДК 550-93

О терригенной седиментации в Средиземном море в позднетертичное время (по данным абсолютного возраста терригенных минералов). А.Я. Крылов, К.М. Шимкус, Е.М. Емельянов, Ю.И. Силин, Я.М. Цовбун. В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На основании изучения абсолютного возраста терригенных минералов в колонках илов Средиземного моря устанавливаются ореолы их разноса и распределения в донных отложениях.

Установлено, что на границе вюрма – голоцена и в середине вюрма при таянии ледников вынос терригенного материала из Альп и верховьев Нила возрастал. Частицы, сносимые с Европейского континента, в значительном количестве достигали Африканского побережья. Табл. 1, илл. 2, библиограф. 5 назв.

УДК 550.93

Источник материала ледниковых отложений района г. Вологды (по данным абсолютного возраста терригенных минералов), А.Я. Крылов, В.Е. Соколова, О.А. Аляпышев, Г.В. Авдзейко. – В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В статье излагаются принципы приложения аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород к изучению источника материала ледниковых отложений. Установлено, что морены района Вологды сложены преимущественно песками и глинами Карельского происхождения, частично осадочным материалом, захваченным из древних отложений по пути движения ледника.

Определен процент Карельского материала в моренах. Показана перспективность приложения методов ядерной геохронологии к изучению источников происхождения моренного материала. Табл. 3, илл. 3, библиограф. 11 назв.

УДК 550.93

Абсолютная геохронология позднего антропогена Белоруссии и Литвы. Л.Н. Вознячук, К.С. Шулия. – В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

Абсолютные даты радиоуглеродного, йониево-протактиниевого и палеотемпературного методов в сочетании с геологическим и палеоботаническим анализами позволили восстановить картину абсолютной хронологии позднего антропогена Белоруссии и Литвы. Хронологическое положение главных климатостратиграфических подразделений позднего антропогена Белоруссии и Литвы следующее: А. позднплейстоценовая эпоха. I. муравинское, мяркинское (микулинское) межледниковье. Началось ~ 130 тыс. лет назад и продолжалось 15–20 тыс. лет. II. Валдайское, ямунасское ледниковье: 1) ранневалдайская мегастадия началась 110–115 тыс. лет назад, 2) ранневалдайский мегантерстадиал начался ~ 105 тыс. лет назад, 3) средневалдайская мегастадия началась ~ 80 тыс. лет назад, 4) средневалдайский мегантерстадиал начался ~ 56 тыс. лет назад, 5) нововалдайская мегастадия началась ~ 34 тыс. лет назад. Б. Голоценовая эпоха началась 10 тыс. лет назад и продолжается в настоящее время. Илл. 1.

УДК 550.93

К изучению абсолютного возраста урановой минерализации, Э.С. Лобов, В.В. Казанцев. – В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В результате детальных минералогических и геохронологических исследований и на основе изохронной интерпретации методами Холмса – Гаутерманса и Стиффа – Стерна сделан вывод о верхнедевонском (360 млн. лет) возрасте гидротермальной урановой минерализации, приуроченной к экструзивным риолитовым порфирам. Изотопные исследования показали правильность выделения разных генераций настуронов и подтвердили схему минералообразования, составленную по минералогическим данным. Табл. 3, илл. 3, библиограф. 5 назв.

УДК 550.93

Калий-аргоновое датирование гранитоидов и дайковых пород в Центрально-Янском районе Якутии. Д.И. Овчинников, А.И. Пантелеев, В.И. Бейгуленко. – В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

На основании детального изучения геологических, геохимических, петрохимических особенностей гранитоидов, а также калий-аргонового датирования их по слюдам выделены два этапа формирования гранитоидов района: нижнемеловой (115–125 млн. лет), представленный гранодиоритами и биотитовыми мелко-среднезернистыми гранитами, и верхнемеловой (75–95 млн. лет), представленный лейкократовыми двуслюдяными гранитами и аляскитами. Ко времени формирования гранитоидов первого этапа относятся дайки кварце-

вых порфиров и фельзит-порфиров (97-118 млн. лет), а с гранитоидами второго этапа связаны дайки диоритовых и диабазовых порфиров (60-84 млн. лет). Рудная минерализация связана с двумя этапами тектоно-магматической активизации: касситерит-вольфрамит-кварцевая с нижнемеловым, а касситерит-силикатная с сульфидами - с верхнемеловым этапом. Табл. 2, илл. 1, библи. 2 назв.

УДК 550.93

Геохронологические исследования докембрия Северного Сомали, В.Н. Козеренко, Е.М. Лазько, Г.Х. Чеджемов, В.А. Костин. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В Северном Сомали фундамент Африканской платформы сложен комплексом гнейсов и кристаллических сланцев, на котором, по-видимому, несогласно залегает дислоцированный и слабо метаморфизованный комплекс осадочно-вулканогенных пород; оба они английскими исследователями условно относятся к архею.

Определение возраста эффузивов из осадочно-вулканогенного комплекса, так же как и наиболее молодых пегматитов, произведенное по аргон-калиевому отношению, показало их раннепалеозойский возраст (от 433 ± 22 до 507 ± 13 млн. лет).

В Восточной Африке складчатые отложения нижнего палеозоя не обнаружены, но известны платформенные образования этого возраста, залегающие на протерозое; имеются также изверженные породы с палеозойскими возрастными датировками. Это позволяет предположить, что докембрийские (вероятнее всего, верхнепротерозойские) породы Северного Сомали омоложены в процессе образования тафrogenных структур бассейна Красного моря и Восточной Африки. Табл. 1, илл. 1, библи. 11 назв.

УДК-550.93

Периодизация докембрия Юго-Западного Памира и сопоставление со шкалой докембрия. Б.Я. Хорева, Д.А. Искандерова, С.Л. Миркина, Л.А. Неймарк. - В сб. "Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород" (XVIII сессия). М., "Наука", 1975.

В статье сопоставляются данные, полученные по периодизации докембрия Юго-Западного Памира, с существующими шкалами докембрия. Табл. 2, библи. 9 назв.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ
АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И МОЛОДЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Утверждено к печати
Комиссией по определению
абсолютного возраста
геологических формаций

Редактор Издательства Ю.Г. Гордина
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор С.М. Бякерова

Подписано к печати 7/1 - 76г. Т - 03401

Усл.печ.л. 28,1. Уч.-изд.л. 28,9

Формат 70x108 1/16

Бумага офсетная №1

Тираж 900 экз. Тип. зак. 698

Цена 3р.23к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1802