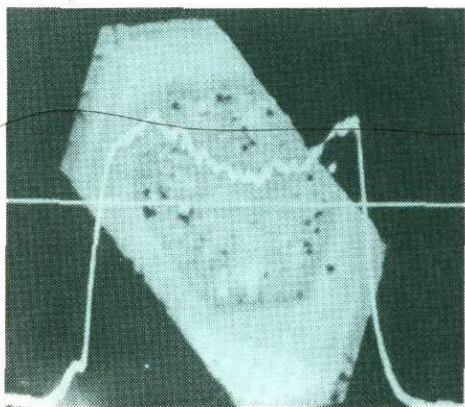
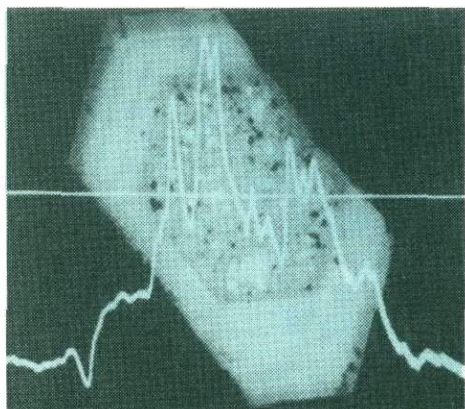


А. А. Краснобаев

Циркон

как

индикатор геологических процессов



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ им. А.Н. ЗАВАРИЦКОГО

А. А. Краснобаев

Циркон как индикатор геологических процессов

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
А.М. ДЫМКИН



МОСКВА "НАУКА"

1986

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986.

Монография представляет оригинальную работу, посвященную всестороннему изучению и применению цирконов для решения геолого-петрологических и геохронологических задач научного и практического характера. С помощью комплексирования методов получена новая информация об индикаторных свойствах этого минерала. Выделены сочетания признаков, позволяющие использовать цирконы для фациально-формационного расчленения гранитоидов и метаморфитов. Табл. 21. Ил. 119. Библиогр. 158 назв.

Книга представляет интерес для минералогов, петрологов, геохимиков, специалистов по геохронологии и занимающихся изучением эволюции полиметаморфических комплексов.

Рецензенты:

Л.Н. Овчинников, П.Я. Ярош

ЦИРКОНОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Высокая петрологическая и геохронологическая информативность циркона общеизвестна. В то же время практическое использование этого минерала для решения конкретных геологических задач часто сопряжено с необходимостью учета некоторых дискуссионных, неоднозначных положений. В каждом случае выбор альтернативного решения зависит от полноты информации о свойствах цирконов, генетическая "нагрузка" которых неравноценна. Лишь максимальный объем независимых фактических данных позволяет применять циркон в качестве объективного индикатора геологических процессов.

В работе описание методов исследования не претендует на полноту изложения, поскольку для этого существует специальная литература. Приводятся лишь данные, необходимые для пояснения сути и возможностей методик.

Написанию работы предшествовали оптическое изучение цирконов из горных пород различных районов СССР (просмотрено более 2500 монофракций), эксперименты (около 100) по синтезу—растворению цирконов, более 500 определений РЗЭ и около 200 — абсолютного возраста, микронзондовые анализы 120 кристаллов. Особенности строения цирконов иллюстрируются фотографиями.

Аналитические исследования осуществлялись при участии Т.А. Грачевой, В.М. Гмыры, Л.И. Коленко, А.В. Кравцова, О.П. Лепихиной, Л.Г. Логиновой, Ю.Л. Ронкина. Неоценимую помощь при датировании цирконов оказали Е.В. Бибилова и Л.В. Сумин. Разделы работы обсуждались с Н.С. Бородиной, А.Л. Загорюевым, В.И. Ленных, А.И. Русиным, А.И. Степановым, Г.Б. Ферштатером, В.В. Холодным, Д.С. Штейнбергом, П.Я. Ярошем. Оформить рукопись помогли Н.О. Кощева, Е.С. Курьянова, Н.В. Чередниченко. Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность.

ОПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В проходящем свете в иммерсионных жидкостях оптическое изучение дает возможность определять как форму кристаллов, так и развитие отдельных граней (рис. 1, 1, 2, см. вкл.)¹. Особенно важны подобные исследования при изучении индивидов с искаженной формой. Фиксируемая на фотографиях информация дает представление о реальных кристаллах, а не идеализированных нарисованных, обычно существенно упрощенных ("облегченных") и поэтому весьма схожих. Детали внутреннего строения кристаллов (см. рис. 1, 3, 4), форма и распределение включений (см. рис. 1, 5), двойниковые сростания, несовершенство структуры (метамиктность) наиболее отчетливо проявляются в проходящем свете.

В отраженном свете проводилось изучение микрорельефа граней, что особенно важно для решения проблемы округлости цирконов, связанной с ростом, окатыванием (истирированием) или растворением. Скульптура растворенных кристаллов разнообраз-

¹ Для всех фотографий кристаллов увел. 50—500, кроме особо оговоренных случаев.

на. Воздействие кислой среды (HF , H_2SO_4) вызывает появление на гранях цирконов треугольников или прямоугольников травления (см. рис. 1, 6, 7). Они встречаются разрозненно или образуют сплошной муар, в результате чего кристаллы имеют неровную (матовую, шероховатую, ямчатую и т.п.) поверхность. При слиянии прямоугольников образуются различные каналы и желоба растворения. В щелочной среде (KOH , NaOH) возникают изометричные или вытянутые в виде диконусов (см. рис. 1, 8) углубления, а также ячеисто-сотовый микрорельеф и останцы растворения. При слиянии диконусов появляются своеобразные ветвистые каналы (см. рис. 1, 9, 10), создающие характерный муар. Глубокое растворение в щелочной среде может вскрыть детали внутреннего строения кристаллов (см. рис. 1, 11), но чаще создает грубый рельеф с углублениями произвольной формы (см. рис. 1, 12).

По-разному влияет среда растворения и на облик кристаллов. Субидиоморфные кристаллы из мигматитов (р. Саксагань, Украина; см. рис. 1, 13) в щелочной среде приобретают угловатые с зазубренными границами очертания (см. рис. 1, 14, 15) и покрываются тонкой рыхлой корочкой растворения. Они резко отличаются от округлых кристаллов, испытывавших растворение в кислой среде (см. рис. 1, 16). Кроме того, растворение вскрывает также несовершенство кристаллов, обусловленное сосуществованием материала с различной кристалличностью. На рис. 1, 15*а* показан искусственный кристалл, внешне похожий на испытывавший растворение (см. рис. 1, 15); различия между ними очевидны, что иногда позволяет установить причину появления искаженного облика.

Растворение цирконов в естественных условиях — явление обычное и распространенное. Важно помнить, что растворение анизотропно, хотя зафиксировать это можно лишь на самых начальных его стадиях. При значительном растворении возникает неровный микрорельеф, который может не сохранить признаков анизотропии и не поддаваться однозначной интерпретации.

В отличие от растворения механическое истирание (окатывание) относится к категории изотропных изменений, в чем и заключается принципиальная возможность установления природы округлости. У окатанных цирконов (см. рис. 1, 17–19) поверхность в основном равномерно шероховатая, изредка осложненная вскрытыми и пустотами или выколками, на внутренней поверхности которых могут сохраниться следы роста или раковистого излома. Основные различия поверхности окатанных цирконов обусловлены степенью разрушения: оно всегда начинается с ребер и вершин, распространяется далее по поверхности граней, причем их центральные участки могут долго сохраняться гладкими.

Оптические исследования цирконов оказывают помощь при изучении тектонической (деформационной) истории пород. Некоторые примеры хрупкого разрушения (в том числе с поворотом вокруг оси L_4) показаны на рис. 1, 20–25. Полости трещин являются вторичными “ловушками”, облегчающими доступ постороннего материала, снижающего геохронологическую информативность. Возможны случаи изгибания кристаллов без видимого нарушения сплошности (см. рис. 1, 26).

О пластических деформациях цирконов можно судить по рис. 1, 27–29. Проявляются они в виде системы параллельных линий, которые могут пересекать отдельные грани или переходить с одной на другую. Как правило, скольжение происходит по плоскости (110). Расположение ламелл наиболее отчетливо проявляется при интерференционном освещении. Под электронным микроскопом (см. рис. 1, 29) заметны “прерывистость” и субпараллельность линий скольжения; иногда удается наблюдать зарождение их в виде отдельных разрозненных “штрихов”. В некоторых случаях линии скольжения выделяются травлением (см. рис. 1, 30, 31), что облегчает расшифровку деформационной истории цирконов.

Сохранность упругих деформаций в цирконах устанавливается по аномальным оптическим эффектам (наличию ориентированных полос, зон, крестов), которые исчезают после отжига.

В отраженном свете целесообразно проводить исследования многочисленных и разнообразных включений в цирконах; этому должно предшествовать срезание (сошлифовка) кристаллов до уровня, вскрывающего включения (см. рис. 1, 32). Объемное расположение включений и особенности внутреннего строения кристаллов могут быть изучены на нескольких последовательных срезах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

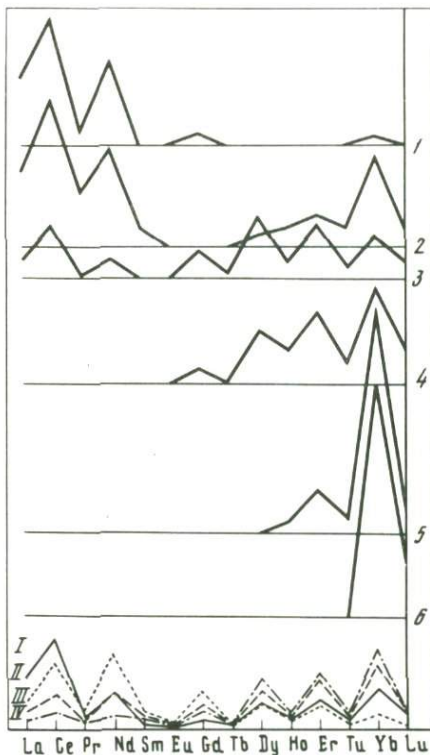
Определение редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконах, апатитах и породах проводилось по известной методике [71]. Дополнительно отметим некоторые положения методического характера.

РЗЭ в цирконах изучены слабо, хотя отдельные сведения в литературе встречались неоднократно. Практически нерешенным оставался вопрос о специфике концентрирования лантаноидов, отсутствовали данные о влиянии генезиса минерала на спектр РЗЭ. Все это порождало представления о малой информативности РЗЭ в цирконах, т.е. о бесперспективности развития этого направления.

Первые результаты, полученные нами для цирконов из пород различного генезиса, позволили несколько прояснить ситуацию [58]. Оказалось, что среднее содержание

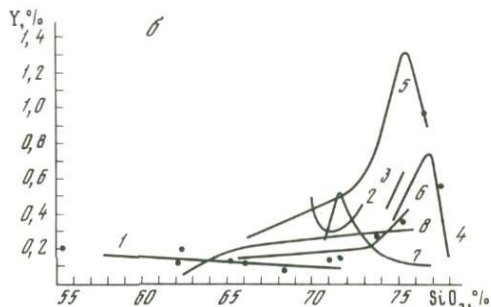
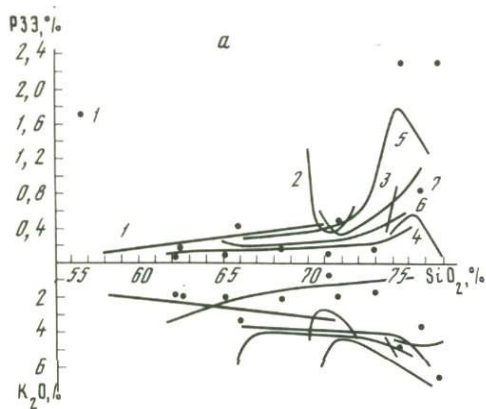
Р и с. 2. Составы РЗЭ в цирконах

1 — метасоматиты; 2 — гранодиориты; 3 — лейкократовый гранит; 4 — кварцевый диорит; 5 — кварцевый порфир; 6 — биотитовый сиенит; I — наши данные; II, IV — цирконы; III — цирконы, по [78]



Р и с. 3. Влияние состава пород на распределение РЗЭ (а) и Y (б) в цирконах

Формации: гнейсово-мигматитовая, гранитная абиссальная (массивы: 1 — Ащисайский, 2 — Западно-Кайрактинский, 3 — Кошенсайский); адамеллит-гранитная гипабиссальная (4 — Бугетсайский, 5 — Борлинский); мезоабиссальная (6 — Восточно-Кайрактинский, 7 — Акбулакский); габбро-гранитная (8 — Кибачинский)



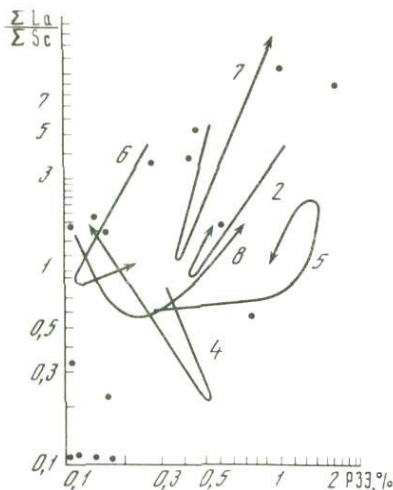


Рис. 4. Инверсия и распределение P3Э в цирконах при возрастании SiO_2 в породах
Условные обозначения те же, что и на рис. 3

P3Э в цирконах составляет 0,45% при весьма существенных колебаниях (от 0,005 до 3,17%). Максимально обогащены лантаноидами цирконы кислых гранитоидов и щелочных метасоматитов, минимально — цирконы кимберлитов. Кристаллохимические особенности минерала таковы, что допускают вхождение P3Э практически в любых сочетаниях (рис. 2). Возможны полярные, лишенные промежуточных лантаноидов, составы. Преобладание легких P3Э всегда сопряжено с добавкой тяжелых.

Распределение лантаноидов в цирконах связано с составом и генезисом пород (рис. 3). Отчетливо проявляется инверсия в изменениях содержаний и составов P3Э цирконов (рис. 4), что отмечалось ранее и для самих пород [5]. Необходимость

использования P3Э с цирконах для решения петрогенетических вопросов становится очевидной.

Изучение микрогеохимической гетерогенности цирконов проводили на рентгено-спектральном микроанализаторе JXA-5. Ускоряющее напряжение 20 кВ. Диаметр зонда 10 мкм. Элементы U, Pb, Th измеряли по аналитическим линиям $M_{\alpha 1}$ при 100 мА. Распределение элементов по профилям записывали со скоростью 10 мкм/мин. В некоторых случаях для повышения точности анализа применяли шаговую съемку с набором в каждой точке по 1000 импульсов. Графики строили по отдельным интервалам, объединяющим 20—30 замеров.

При количественном определении элементов проводили сравнение интенсивности линий исследуемых образцов, металлических стандартов высокой чистоты, искусственных и природных образцов-эталонов. Фон регистрировали до и после измерений образца с соответствующим набором импульсов на кимберлитовом цирконе без перестройки спектрометра. На уровне концентраций, превышающих 0,01%, ошибка определения элементов не хуже 50% (при доверительной вероятности 95%). Анализ включений в цирконах проводили как диагностический, поправки рассчитывали по стандартной программе.

Следует помнить, что фоновый уровень допускает следовые концентрации ($< 0,005\%$) U, Th и Pb, и поэтому дальнейшее использование кимберлитового циркона в качестве "нулевого" эталона при возрастающих возможностях микрозондового анализа может оказаться некорректным.

Результаты количественной съемки обычно сопровождалась данными фоторегистрации. На рис. 1, 33, 34 показано распределение Fe по площади и вдоль профиля (графики воспроизводятся). Профильное распределение Y по сравнению с фоновой линией, записанной вблизи аналитической линии этого элемента, приведено на рис. 1, 35. Влияние цирконовой матрицы ("фона" кристалла) на амплитуду записи анализируемого элемента сказывается незначительно и то лишь при сосуществовании материала различной кристалличности. Контроль результатов периодически проводили "калибровкой" методики по цирконам, в которых U, Th и Pb определены надежно и распределены равномерно. Таковыми служили кристаллы Актасского массива Казахстана (см. рис. 1, 36; U = 0,013%, Th = 0,017; Pb = 0,004%) и пегматитов Слюдянки (U = 0,126%, Th = 0,026, P = 0,011%). Последние ввиду крупных размеров и геохимической однородности могут быть рекомендованы в качестве официального стандарта для микрозондовых исследований. Соотношение графиков, полученных при непрерывной записи и точечной съемке, подтверждает хорошую сходимость результатов.

Для анализа на микрозонде цирконы запрессовывали в норакриловую пасту или эпоксидную смолу; полировку проводили с применением алмазной пасты. Расчетный

возраст (T_p) определяли на основании полученных содержаний U, Th и Pb при сравнении отдельных частей кристаллов по известным формулам, предполагающим отсутствие в цирконах нерадиогенного свинца. Этот возраст служит показателем временного различия между кристаллами или их частями и дает возможность оценить степень геохронологической замкнутости системы.

СИНТЕЗ И ОНТОГЕНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ЦИРКОНОВ

С помощью искусственных цирконов решали некоторые вопросы, возникающие при изучении их природных аналогов. Это, во-первых, особенности и причины появления гранной скульптуры. Теоретическое обоснование в подобных случаях малоэффективно из-за невозможности учета всех исходных данных. Во-вторых, это влияние условий кристаллизации на морфологические и физические свойства, особенности изоморфных замещений, геохимическую "емкость" матрицы.

Необходимо отметить, что синтез цирконов — довольно сложная проблема. Поэтому мы использовали в основном известные методики, "модернизируя" их различными добавками (в шихту) и условиями (параметрами) эксперимента.

При получении цирконов из расплавов [136] удавалось вырастить кристаллы размером до 7 мм с развитыми формами (110) и (111); введение добавок (PЗЭ, U, Th) несколько видоизменяло облик кристаллов.

В основном нами использовалась методика, основанная на спонтанной кристаллизации цирконов из раствора в расплаве [137]. Шихту (основные компоненты: MoO_3 , Li_2MoO_4 , Li_2SiO_3 , ZrO_2 , SiO_2) сплавляли в силитовой печи при 1250–1300°C в платиновых или алундовых тиглях в течение 2–3 ч с периодическим перемешиванием. Охлаждение расплава проводили со скоростью от 100 до 1,5 град/ч до его затвердевания (< 800°C). Сплав выщелачивался горячим раствором аммиака, а оставшиеся цирконы после промывания водой и сушки поступали на анализ.

Помимо основных компонентов, вводили различные добавки (Hf, Y, PЗЭ, U, Th, Co, Ni, V, Fe, Cr, K, Na, Pb и др.) в количестве 0,5–5%. Наиболее крупные кристаллы (до 6–8 мм) получали лишь при медленном охлаждении (1,5–3 град/ч) в больших (~500 см³) тиглях малого диаметра (~50 мм), т.е. при незначительных скоростях и поверхности испарения.

Для получения концентрационных серий циркон-лантаноид в исходные соединения, образующиеся при совместном осаждении гидроокисей циркония и кремнекислоты, вводили PЗЭ в различных соотношениях. В таблетках, приготовленных из смесей прессованием при давлении 2,5 т/см², в результате твердофазного синтеза при температуре 1250–1350°C образуется цирконовая фаза. Синтез продукта, состоящего на 70–80% из циркона, продолжался 10–11 ч. Непрореагировавшие компоненты выщелачивались в смеси плавиковой и серной кислот. В конечном счете удавалось добиться получения практически чистого порошкообразного циркона (контроль за качеством осуществляли рентгенографическими и химическими методами).

Морфологические особенности полученных искусственных цирконов весьма разнообразны и могут иногда служить "эталонными" при сравнении с природными. Рекомендованный [137] состав шихты (6,2 г MoO_3 ; 1,85 г ZrO_2 ; 1,35 г Li_2SiO_3) и режим кристаллизации (1250°C, выдержка в течение 3 ч, охлаждение со скоростью 4 град/ч) позволяют получить в основном простые, преимущественно дипирамидальные кристаллы. При возрастании скорости охлаждения расплава до 100 град/ч происходит искажение облика цирконов, появляются признаки скелетного роста и обильные включения. Дипирамидальный облик кристаллов преобладает при добавках лантаноидов, Hf, Cd, Cr, Na, K. В случае добавки 0,5 г MnO_2 большая часть кристаллов представлена изометричными зернами с формами (111), (100), (110), (311) и (001); последняя у природных цирконов встречается редко. Копьевидные кристаллы появляются в присутствии Ti, Nb и Co, а игольчатые, с сильным уплощением, с отчетливо видными "затравками" и расщепленными головками — при добавке 0,5–2,0 г K_2CO_3 .

Изометричные кристаллы с преобладанием граней (311) возникают в расплаве с избытком SiO_2 при добавках Fe, Cr, In, Pd. Цирконы гиацинтового облика появляются при введении в шихту U и Ce; в присутствии Ni облик кристаллов обусловлен комбинацией граней (100) и (311) с резким преобладанием последних.

Интересные результаты получены в опытах с переменным количеством ZrO_2 . Недостаток этого компонента ($< 1,85$ г) проявляется лишь в снижении количества получаемых цирконов; при его избытке (в 1,5–2,0 раза) возникают разнообразные по облику кристаллы с развитыми (111), (110), (100), (311), (221) и более редкими гранями; обычными становятся включения, а также сростки кристаллов. Качественно иное образование кристаллов происходит при высоких скоростях остывания расплавов с избытком ZrO_2 (40–80 град/ч). На кристаллах-затравках начинается массовая "конденсация" цирконовой фазы посредством капельного (бугоркового) и наплывного роста, которому в первую очередь подвержены участки вблизи ребер и вершин (рис. 5, 1, 2, см. вкл.). Прослеживаются переходы от единичных бугорков (капель) до наплывов, распространяющихся на смежные грани. По-видимому, подобные ситуации предполагал В.Г. Фекличев [149, с. 65]: "При большом пересыщении... возникают толстые слои, наплывы... гранные микроскульптуры плохо оформлены... слои не двухмерные, а трехмерные..." Появление округлости кристаллов за счет наплывного роста из-за значительных пересыщений следует отличать от внешне сходного грануломорфного роста, характерного для цирконов гранулитовой фации. Увеличение содержания $SiO_2 + LiO_2$ в 1,5–2 раза способствует укрупнению кристаллов. Выдержка расплава при $1250^\circ C$ в течение 100–150 ч с последующим медленным охлаждением ведет к образованию наиболее крупных и "чистых" кристаллов, приближающихся к "идеальным" по внешним признакам. Сокращение этого интервала до 5–10 ч вызывает увеличение доли мелких, часто замутненных кристаллов.

Рельефные образования граней искусственных цирконов могут служить эталонными при описании гранной скульптуры кристаллов вообще. На фотографиях (см. рис. 5, 2, 3₁, 3₂) показаны некоторые детали, отвечающие различным стадиям зародышеобразования. Единичные плоские или конусовидные бугорки, создающие зародышевый микрорельеф, постепенно объединяются, укрупняются, становятся трехмерными. Последовательно формируются диски, лепешки, толстые наплывы. Плотность бугорков обычно максимальна вблизи ребер и вершин кристаллов, хотя это не исключает их появление и в центральных участках граней. Иногда при слиянии бугорков и капель возникают концентрические, концентрически-расщепленные и линейные формы микрорельефа. Их дальнейшее разрастание хотя и осуществляется за счет движения торцевой части, но в отличие от тангенциального роста ступенями происходит посредством присоединения новых бугорков и капель. Заметна меньшая устойчивость единичных мелких бугорков-зародышей по сравнению с более крупными бугорками-каплями, в структуре которых иногда заметны реликты (следы) предшествующих мелких обособлений. Мельчайшие капли-зародыши возникают и при нормальном составе шихты, но особенно интенсивно при добавках Mn, Hf, U и Ce. Слияние капель в крупные обособления может привести к появлению грубого рельефа останцового строения.

Распространены различные варианты слоистого роста. Криволинейно-слоистый рельеф характерен для граней (111) цирконов, активированных Hf (см. рис. 5, 4). Генерирующие центры могут работать длительное время, обеспечивая равномерное зарастание всей поверхности. При увеличении скорости охлаждения до 50 град/ч возникают криволинейно-округлые (дисковидные) слои, также распространяющиеся из одного или нескольких центров. Рельеф становится грубее, возможно общее искривление граней (см. рис. 5, 5). В некоторых случаях можно предполагать объединение двух спиралей с разными центрами в одну с образованием концентрических слоев. Спирально-дислокационный рост граней наблюдается у цирконов с добавкой TiO_2 . При этом границы слоев могут первично-криволинейные очертания сменить на полигональные. Слоистый и концентрически-слоистый рост свойствен также граням призмы (см. рис. 5, 6). Иногда концентрические слои возникают в связи с осаждением посторонних частиц. Дисковидные формы рельефа, осложненные капельным ростом и расщеплением дисков, наблюдались при избытке ZrO_2 . Наконец, возможно появление криволинейно-ступенчатого микрорельефа, обусловленного интенсивной генерацией слоев ребрами кристаллов (см. рис. 5, 7).

Распространен блочный микрорельеф граней цирконов. Некоторые грани состоят из нескольких крупных блоков с присущими каждому из них особенностями микроскульптуры. Стесненные условия роста вызывают появление в пределах одной грани нормальной (гладкой) поверхности и грубо расчлененного рельефа. Более мелкие,

иногда сложного строения субблоки, формирующие гранную поверхность, могут пересекать грань частично или полностью (см. рис. 5, 8). Замечено, что наиболее "искаженные" поверхности граней появляются у кристаллов, зарождающихся вблизи стенок тигля, что обусловлено резко градиентным поступлением к ним "строительного материала". По сути дела, при этом на гранях возникает своеобразный "эскалатор" полигональных вициналоидов в сторону снижения пересыщения, что для ступенчатого роста было известно и ранее [41]. Менее распространены кристаллы, у которых вся поверхность граней заполнена более мелкими блоками-вициналоидами. При слиянии блоков могут возникнуть сложно скульптурированные формы рельефа, напоминающие останцы растворения. Если происходит массовое слияние блоков, то поверхность грани выравнивается, и лишь тонкие желоба, отвечающие их прежним границам, указывают на более грубое предшествующее расчленение (см. рис. 5, 9). Желоба-впадины встречены у цирконов, которые росли в пересыщенной ZrO_2 среде и при добавках Ti, Fe и Ca.

Из простых фигур роста установлены треугольные выступы, имеющие иногда строение в виде валиков, слойков или дендритов (см. рис. 5, 10); последние появляются лишь у кристаллов, образование которых связано с резким охлаждением расплава. Ориентировка треугольных фигур роста закономерна; на грани (111) их вершины совпадают с направлением вершины кристалла, т.е. $\parallel L_4$, а на грани (110) — $\perp L_4$. Холмистый рост с разрозненными мелкими вершинками встречен у цирконов, активированных лантаноидами, Hf и Pd; бороздчато-зарастающий микрорельеф с захватом частиц, напоминающий известные "протуберанцы" [67], обнаружен у цирконов, выросших с добавкой 5 г CaO. Необычно сочетание дендритного и зародышевого микрорельефа (см. рис. 5, 11, 12). Отдельные дендриты, напоминающие по форме двух-четырёхлопастной пропеллер, очень напоминают соматоиды [109], которые до сих пор рассматриваются как одна из самых любопытных форм неправильного роста. Соматоиды могут располагаться в любой части грани и, сливаясь, покрывать ее тонким слоем с гладкой поверхностью. Соматоидный рост установлен лишь у кристаллов, активированных Ti.

Останцовые формы рельефа у искусственных цирконов проявляются гораздо отчетливее, чем у природных, что обусловлено большими пересыщениями и малыми временными интервалами кристаллизации. Меандровый грубослоистый ступенчатый рельеф постепенно "вытесняется" плоской поверхностью, на которой могут сохраняться останцы роста. Хотя морфология останцов роста весьма разнообразна, все они обычно ограничиваются развитой плоской поверхностью грани. Возникновение останцов связано или с оседанием посторонних частиц, или с интенсивным тангенциальным ростом слоев от ребер к центру грани. Дно останца может быть покрыто крупными каплями, по периметру которых заметно новое зарождение мелких бугорков. Отсюда следует, что капельная кристаллизация отстает от тангенциального роста толстыми слоями, которые способствуют выравниванию останцовых провалов. На рис. 5, 13 показан пример возникновения останцового рельефа при одновременном проявлении слоевого от ребер и капельного роста. Некоторые капли (диски) расщепляются, создавая новые генерирующие центры. При встрече со слоями от ребер такие капли являясь своеобразными барьерами на их пути. Возникает причудливый содовый останцовый рельеф с четкими желобами (впадинами) между сросшимися положительными элементами рельефа. Бугристо-заноцистый микрорельеф, который условно можно отнести к останцовому, наблюдался на кристаллах, выросших при повышенных скоростях охлаждения в стесненных условиях. Плоскость грани прослеживается фрагментарно, хотя ее границы проявлены достаточно четко.

Почти при каждом эксперименте-синтезе возникали относительно крупные кристаллы, имеющие скелетное (воронкообразное) строение одной из граней (см. рис. 5, 14). Воронки обычно имели ступенчатое строение, причем ее приреберные части иногда поднимались до уровня плоскости грани. Как правило, границы ступенек соответствуют симметрии грани. В случае асимметричного развития кристалла это находит отражение и в строении воронок. Воронки появляются на кристаллах, которые выросли или на границе газовой фазы-расплав, или на дне тигля, т.е. при резко неравномерном поступлении вещества, как и предполагал Ч. Банн [6].

Часто воронки связаны с захватом расплава. Над центральным включением кристалла (см. рис. 5, 15), у которого распределение Mn (темно-серое) контролируется

пирамидами роста грани (111), отчетливо проявлена плоская, обильно структурированная воронка. При высоких скоростях охлаждения воронки перекрываются карнизами. Они обычно имеют ничтожную толщину, легко раскалываются (прокалываются иглой), а иногда способны почти полностью перекрывать воронку. Рост отдельных слоев карниза может быть связан с зародышевой кристаллизацией. Наиболее правильная структура воронок наблюдалась у цирконов, активированных Hf, Ti, Cr и Mn; искаженные асимметричные воронки появляются при избытке щелочей.

Игловидные минералы, оседая из расплава на поверхность цирконов, создают занозистый микрорельеф (см. рис. 5, 16). Если кристаллы подвергнуть воздействию NaOH, то возникает типичный микрорельеф растворения (см. рис. 5, 17), который часто встречается и у природных кристаллов.

Глава II

ЦИРКОНЫ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Информацию о гранитообразовании на Урале (включая Мугоджары) можно найти в работах Т.В. Билибиной, И.Н. Бушлякова, Б.А. Голдина, А.Н. Заварицкого, Н.Д. Знаменского, Б.К. Львова, Л.Н. Овчинникова, М.С. Рапопорта, И.Д. Соболева, М.В. Фишмана, Д.С. Штейнберга и др. Гранитоидам Среднего Урала посвящена монография Н.Д. Знаменского [32], гранитоидам Мугоджар — В.Д. Старкова и Н.Д. Знаменского [106]. Итог исследования гранитоидного магматизма Урала подведен в монографии Г.Б. Ферштатера и Н.С. Бородиной [120]. Поэтому можно считать, что уральские материалы по расчленению гранитоидов составляют надежную основу для выявления петрологической информативности цирконов.

Напомним некоторые основные результаты изучения гранитообразования, которые учитывались при анализе цирконовой информации.

Геолого-петрологические данные свидетельствуют о существовании на Урале двух главных типов гранитов — гипабиссальных (А) и глубинных (Б), составы которых довольно близки (табл. 1).

Соответственно выделяются и два типа гранитных магм, которые условно называются водными и маловодными [130]. Первые генерируются при температурах 650–700°С, вторые — при 750–850°С. Граниты, производные от водных магм, относятся к среднетемпературным, от маловодных — к высокотемпературным.

Водные магмы способны лишь к незначительным перемещениям от уровня генерации (15–20 км), что сопряжено с большими потерями воды, превращением их в более тугоплавкие, быстро кристаллизующиеся системы. Условия генерации водных магм соответствуют селективному плавлению сиалических толщ при параметрах амфиболитовой фации метаморфизма, а возникающие ассоциации магматитов относятся к плутоническим. Минеральные парагенезисы среднетемпературных гранитов контролируются процессами постмагматической перекристаллизации при медленном охлаждении и активном воздействии летучих.

Маловодные гранитные магмы мобильны. Они могут подниматься до поверхности Земли и давать начало различным фациям пород вплоть до гипабиссальных интрузий и излияний лав. Для всех фаций высокотемпературных гранитоидов характерны сход-

Т а б л и ц а 1. Средний состав (в %) гипабиссальных и глубинных гранитов Урала

Тип гранита	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
А	74–76	0,2	13	2–3	0,2–0,5	0,8–1,2	3–4	4,5–5,5
Б	72–73	0,2	14	2–3	0,5–0,6	1,1–1,4	3,5–4	4–4,5

Т а б л и ц а 2. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала

Ассоциация	Магма		Формационный тип	Фация глубинности	Примеры комплексов и массивов
	состав	водонасыщенность гранитной массы			
	Базальтовая, андезито-базальтовая	Сухая (< 2%) *	Габбро-гранитный	Гипабиссальная	Иргизский, Магнитогорский, габбро-плагиогранитные массивы Среднего Урала и Мугоджар
Вулканическая	Андезитовая, дацитовая	Маловодная (2–5%)	Тоналит-гранодиоритовый Адамеллит-гранитный	Гип- и мезоабиссальная	Айдырлинский, Пластовский, Гумбейский массивы, зауральские комплексы Среднепалеозойские комплексы Мугоджар
		То же		То же	
	Липарито-дацитовая	Умеренно водная (5–8%)	То же	Мезоабиссальная	Степнинский, Ключевской массивы
Плутоническая	Гранитная	Водная (> 8%)	Гранитный	Мезоабиссальная и абиссальная	Джабык-Карагайский, Санарский, Адуйский, Челябинский, Суундукский массивы

* Воды по весу.

ные парагенезисы минералов, обусловленные близостью температур формирования: возникающие ассоциации пород относятся к вулканическим (вулканогенным).

Схема расчленения гранитоидов (табл. 2) суммирует огромный опыт петрологических исследований [120].

ОНТОГЕНИЯ ЦИРКОНОВ ГРАНИТОИДОВ

При описании цирконов широко использованы приемы онтогенического изучения минералов [27, 119, 132, 133 и др.].

Цирконы гранитоидов издавна и широко обсуждаются в литературе. Достаточно напомнить известные монографии В.В. Ляховича [74, 77], в которых обобщены знания об акцессорных минералах вообще и цирконах в частности. Несмотря на очевидные достижения в этой области, некоторые вопросы остаются проблематичными. Например, Г.К. Гераничева и Ю.Б. Марин [24] пришли к выводу о зависимости облика кристаллов циркона от химизма среды и режима кислотности—щелочности, а М.Ф. Фишман с соавторами [121] такой зависимости не обнаружили и сделали заключение о более сложных взаимосвязях между обликом цирконов, составом и геологическим положением массивов гранитоидов.

Большинство исследователей справедливо предполагают тесную связь между обликом кристаллов циркона и эволюцией расплава в условиях быстрой или замедленной кристаллизации. Данные о фациальной природе гранитоидов Урала облегчают решение затронутого вопроса.

Цирконы гранитоидов гипабиссальной фации глубинности представлены пробами из наиболее типичных массивов Урала (Магнитогорского, Бриентского, Иргизского, Борлинского, Бугетсайского, Рябиновского, Рязьпинского, Ауэрбаховского и др.); для сравнения рассмотрены цирконы из близких по генезису массивов Прибайкалья (Приморский, Ирельский), Южного Памира (Раумидский) и Казахстана.

Характеристика цирконов абиссальных гранитоидов также дается по типичным объектам — Джабык-Карагайскому, Суундукскому, Мурзинскому, Западно-Кайрактинскому, Адуйскому массивам. Примером цирконов мезоабиссальных гранитоидов служат пробы из Нижне-Санарского, Восточно-Кайрактинского, Краснинского, Владиминско-Кулевчинского массивов. Полифациальная природа массивов иллюстрируется челябинским комплексом гранитоидов.

Облик. Наблюдалась зависимость облика цирконов от проявлений гибридности метасо-

матоза, от абсолютного возраста. Однако все подобные сопоставления отвечают лишь частным случаям и не могут быть интегрированы до уровня закономерных причинно-следственных связей.

Цирконам гйабиссальных гранитоидов (тип I) свойствен цирконовый облик, обусловленный комбинацией граней (111) и (110) (рис. 6, 7, см. вкл.)¹. Грани (100), (221), (311) и др. или развиты незначительно, или полностью отсутствуют. В целом можно считать, что при увеличении основности таких гранитоидов облик цирконов усложняется (см. рис. 6, 3), а в субвулканических разностях гранитоидов появляются искаженные кристаллы цирконов. Литературные примеры согласуются с такими наблюдениями [10, 141].

Облик цирконов глубинных гранитоидов (тип II) (см. рис. 6, 2, 4) связан с развитием граней (311), (111), (110) и (100). Наиболее показательна форма (311), придающая кристаллам копьевидные окончания. Характерны сростки, выросты, уплощенные кристаллы — двойники; отличительная особенность цирконов II — округлость ребер, придающая им субидиоморфный облик. При сравнении с четким идиоморфизмом цирконов I последнее приобретает генетическую значимость. Признаки, отмеченные для цирконов II, наблюдались у цирконов анатектитов Прибрежных Альп [155], гранитоидов зон ультраметаморфизма [142, 151]. Преобразования осадков в гранитоиды сопровождается появлением цирконов с активным развитием граней (311) [154, 156].

Однородность. В одной (отдельной) пробе гранитоидов цирконы могут различаться по облику, окраске, внутреннему строению, удлинению, размерам.

В гранитах распространены ранне- и позднематематические разновидности цирконов, а иногда и пострематематические (C_1 , C_2 и C_3 соответственно). Количественное соотношение разновидностей может сильно меняться, но обычно преобладает C_1 или $C_1 + C_2$; для глубинных гранитоидов наиболее характерна магматическая разновидность циркона (C_1); в подчиненном количестве встречаются иногда реликтовая, унаследованная от субстрата (C_0) и связанная с процессами диафореза (C_2).

О раннематематическом цирконе в эффузивах и комагматичных им гранитах было известно и ранее [95]. Несколько разновидностей цирконов, различающихся по времени и условиям образования, также уже были описаны [26, 116]. К сожалению, в отмеченных работах сравнение цирконов проводится в основном по отдельным массивам или комплексам гранитов без увязки их с фациально-формационной принадлежностью.

Различия между разновидностями цирконов легко фиксируются при оптических исследованиях. Например, смена ранней прозрачной (однородной, с признаками зонального строения) разновидности более поздней (замутненной, иногда с включениями), т.е. смена $C_1 \rightarrow C_2$, иллюстрируется на рис. 6, 5, а продолжение эволюции, отвечающее $C_2 \rightarrow C_3$, — на рис. 16, б, в. Возможно также сосуществование трех-четырёх разновидностей в пределах одного кристалла, причем контакт между ними может быть ослабленным, что позволяет легко отделять их друг от друга. Размер кристаллов I обычно не превышает 0,2–0,3 мм, удлинение меняется от 1 до 6–8 (изредка до 10–12), но в среднем составляет $1,9 \pm 0,3$.

Пример сонахождения реликтовой и магматической разновидности цирконов II ($C_0 + C_1$) показан на рис. 6, б. Переходы между разновидностями C_0 , C_1 и C_2 в большинстве случаев постепенные, и "разъединение" кристалла на составные части (разновидности) практически невозможно. Унаследованность цирконами II материала субстрата указывает на парагенетическую связь с осадочными породами. Кристаллы цирконов глубинных гранитоидов достигают 0,6–0,7 мм, удлинение их меняется от 2,0 до 4–5 при среднем значении $2,3 \pm 0,3$; в некоторых разностях гранитоидов обнаруживается серия кристаллов от бесцветных прозрачных до замутненных коричневых.

Зональность. Зональное строение цирконов связывают с метасематическим происхождением [76] или с присутствием урана [156]. Несомненно, вопрос гораздо сложнее. Цирконы I, как правило, лишены зональности, и в то же время самое эффективное проявление зонального строения (зональности) установлено именно у цирконов гйабиссальных гранитоидов. По-видимому, длительный путь эволюции магм, порождающих

¹ Для всех фотографий одного кристалла: а — боковое освещение, б — отраженный свет, в — проходящий свет, николи параллельны, г — николи скрещены.

эти граниты, перемещение их на значительные расстояния с реализацией всех последовательных стадий дифференциации при непрерывном цирконообразовании и создают в конечном счете условия (снижение вязкости, концентрирование циркония в расплаве, шаровая симметрия среды) для зонального роста минерала. Фотографии ряда кристаллов (см. рис. 6, 7–12) иллюстрируют особенности строения различных зон, их взаимоотношения с включениями, нерегулярное разрастание. Так, например, у кристалла 8 (8') (см. рис. 6) наблюдается смена зонального "ядра" однородным и далее с газовой-жидкими первичными включениями материалом, что отражает по крайней мере три последовательные, но неравноценные по условиям стадии цирконообразования. Естественно, что каждой такой стадии могут соответствовать и обособленные разновидности цирконов (соответственно зональные, однородные, насыщенные включениями), что практически и встречается при анализе реальных сообществ цирконов. Детали строения кристаллов, приобретенные в начале роста, в дальнейшем становятся неустойчивыми и могут теряться или замещаться другими, более "равновесными" с окружающей средой. Это касается и зонального строения цирконов I: на рис. 6, 9 показаны примеры "исчезновения" (перекристаллизации) зональных частей кристаллов. Такая смена может происходить постепенно, асимметрично, с сохранением зональных реликтов или с контрастным их замещением и расчленением. Наличие зональности иногда подчеркивает сосуществование разновидностей, из которых одна лишена этого признака, но обладает другими специфическими особенностями строения (включениями), трещиноватостью, прозрачностью). Сочетание зональности с секториальностью (см. рис. 6, 7) может начинаться на любой стадии роста кристалла, указывая на появление в расплаве примесей, избирательно поглощаемых некоторыми пирамидами роста.

Для цирконов глубинных гранитоидов зональность является типоморфным признаком. Практически кристаллы зональны, и различия наблюдаются лишь в построении рисунка, форме затравочной части ("ядра"), частоте ритмов (зон) (см. рис. 6, 10–12). Наиболее распространенная причина усложнения порядка смены зон — *преимущественный рост в каком-либо направлении или вмешательство посторонних частиц; растворение может "срезать" рисунок зональности (см. рис. 6, 12), придавая кристаллам внешнее сходство с окатанными. Отмеченные варианты зонального строения у цирконов II указывают на их рост не только во взвешенном состоянии (в расплаве), но и в соприкосновении с другими минералами. Снижение симметрии рисунка зональности соответствует понижению симметрии среды кристаллизации, что возможно при наличии в магме остатков не полностью расплавленного, т.е. недостаточно гомогенизированного, субстрата. "Одномерная" форма некоторых зародышей (см. рис. 6, 11) вызвана, очевидно, повышенным содержанием флюидов. Косвенным подтверждением этого являются отсутствие таковых у цирконов "сухих" магм и изометричный облик цирконов в гранулитах.*

Сравнение зонального строения цирконов гранитоидов обоих типов позволяет говорить об эквивалентности отдельных зон (ритмов) цирконов II тем или иным разновидностям (дозональным, зональным, с включениями и др.) цирконов I. Различия между последними, обусловленные изменениями условий кристаллизации, в сжатом ("концентрированном") виде зафиксированы в пределах зональных, длительно формирующихся при постепенном остывании расплавов кристаллов II. Будучи сквозным минералом, циркон при этом является "соучастником" всех перипетий длительной эволюции водных магм вплоть до образования гранитов. Этот вывод подтверждается данными микрозондирования, рассмотренными ниже.

Включения. Из публикаций следует, что в цирконах обнаружены включения рутила, турмалина, апатита, монацита, торита, касситерита и некоторых других минералов. Однако достоверность их диагностики оставляет желать лучшего, поскольку основана на второстепенных или косвенных признаках. Поэтому содержание и генетический код включений в цирконах остаются еще во многом проблематичными, и они большей частью используются лишь в качестве коррелятивного признака [95, 141].

Включения в цирконах I — один из самых интересных и информативных признаков (см. рис. 6, 8, 13–24). Изометричный и удлиненный облик, следы расщуровки-расщепления на мелкие частицы, приуроченность к кристаллографическим направлениям — все это указывает на их первичный характер. Несомненно, что часть включений — твердые, часть — представлена полостями, выходящими на поверхность (см. рис. 6, 16) или соответствующими отрицательным кристаллам (см. рис. 6, 15–15'),

заметно по изменению объема газового пузырька). Некоторые из включений свидетельствуют о росте цирконов в присутствии газовой флюидной фазы. Такой вывод несколько противоречит представлениям о "сухости" гранитных магм, дающих начало гранитоидам I типа. В работе [70] показано, что мельчайшие ($< 0,02$ мм) пузырьки в расплаве не способны к всплыванию, а состав пузырьков не указывает на воздействие высококонцентрированных флюидов. Более того, газовой флюидные системы в гранитных расплавах оказываются наиболее вероятными для мало- и среднеглубинных массивов. Отсюда следует, что в условиях, способствующих образованию гранитов I, прилипание пузырьков к граням растущих цирконов становится весьма вероятным, а концентрация их будет определяться масштабами перемещения расплава (перепадами давлений) к месту кристаллизации.

Следующий тип включений в цирконах I — игольчатый. К нему относятся разнообразные вытянутые включения (от удлиненных каналов до игло- и нитевидных обособлений), имеющие различное происхождение, фазовый состав и ориентировку в кристалле.

Вариации игольчатых включений видны на рис. 6, 19–24. Имеются единичные округлые каналы переменного диаметра, пронизывающие кристаллы; различные сочетания вплоть до сложных каркасов из включений; расшнуровка включений, их гетерогенное заполнение, что создает впечатление полых или частично заполненных трубочек и наводит на мысль о их твердофазной природе. Часть игольчатых включений представляет собой уже залеченные, иногда с разделением на части, трещины; заметны "переходы" некоторых включений в тончайшие трещины, т.е. признаки "перекристаллизации" последних. Наблюдается определенная закономерность в расположении включений, подчеркивающая этапность цирконообразования. Например, включения могут быть приурочены к центральным частям кристалла или расположены асимметрично (см. рис. 6, 23), что указывает на снижение симметрии среды кристаллизации. Признаком твердофазного состава включений можно считать их "оседание" (см. рис. 6, 24). Возможно образование каналов-полостей за счет отторжения растущей гранью газового пузырька. Не исключено, что некоторые каналы-полости — это "следы" от ранее существовавших минералов, выщелоченных или отторгнутых в процессе роста.

Представить какой-либо универсальный механизм образования включений довольно трудно, да и вряд ли целесообразно. В то же время процесс саморастрескивания цирконов с последующей перекристаллизацией полостей трещин кажется правдоподобным и наиболее распространенным (для других минералов он экспериментально доказан). При движении расплавов в верхние горизонты земной коры возможны "критические" ситуации с резкими импульсами давления, что и вызывает дробление цирконов.

В отличие от проблематичной связи игольчатых включений с тонкими трещинами отчетливо прослеживаются переходы между более крупными полостями, вызванными дроблением и последующей их расшнуровкой и обособлением в виде цепочек изометричных вторичных включений (пузырьков) (см. рис. 6, 25–27). Следует отметить, что зоны дробления иногда появляются до окончания роста цирконов, а потому оказываются перекрытыми новыми гранными слоями. Напомним, что хрупкие разрушения обнаружены у цирконов вулканитов, особенно при их подводных излияниях [144].

Показательны мелкие, иногда четырехугольные микровключения (NaCl?), приуроченные к пирамидам роста граней (110) (см. рис. 6, 28, 29). Цирконы с такими включениями — наиболее поздние из магматических, т.е. предшествуют появлению бурых постмагматических разновидностей (C_3). Кроме того, они наглядно иллюстрируют принцип избирательного поглощения примесей, которые, в свою очередь, препятствуют появлению зонального строения.

Рассмотренные включения в целом характерны лишь для цирконов гипабиссальных гранитоидов. При изучении единичных проб, соответствующих какой-либо конкретной разновидности гранитов, обычно встречается более ограниченный круг включений, составляющих лишь часть полного спектра. Суть дела от этого не меняется, поскольку для цирконов II включения не характерны. Изометричные или слабо удлиненные включения в них встречаются, но не имеют какой-либо значимой специфики. Игольчатые включения в цирконах II вообще не обнаружены, а точечные примеси по границе ядро—оболочка подчеркивают лишь унаследованность материала субстрата, а не особенности собственной гранитной разновидности.

Микрорельеф. Известно, что кристаллы, растущие медленно, обычно имеют гладкие блестящие грани, а при быстрой кристаллизации у них появляются грани с характерным микрорельефом роста. Цирконы в этом отношении не составляют исключения [141, 158]. К сожалению, информация о гранной скульптуре циркона этим исчерпывается. Примеры с искусственными цирконами показали, что вопрос об их гранной скульптуре изучен весьма условно. Результаты, изложенные ниже, несколько восполняют этот пробел.

Для цирконов гипабиссальных гранитоидов характерны ярко выраженные фигуры первичного роста (см. рис. 6, 30–35): различные выступы, углубления, ступени и площадки, отпечатки, зародыши новых слоев. Обычны признаки спирального и бугоркового роста, причем источником спирально-слоистого рельефа могут служить какие-либо другие дефекты — вмятины, краевые части отпечатков и др. Мозаично-блоковый микрорельеф проявляется в сочетаниях различных по размеру и ориентировке субблоков со специфической для каждого микроскульптурой. Другие минералы могут создавать отпечатки, перекрывающие отдельные блоки (см. рис. 6, 33), или образовывать “ныряющие” каналы (см. рис. 6, 35). Последнее подтверждает предположение о появлении некоторых углублений в связи с удалением минералов-вростков.

Уникальную специфику микрорельефа цирконов I составляет секториальное строение. В классическом понимании секториальность обусловлена различными свойствами объемов пирамид роста (см. рис. 6, 28–29), и отсюда рекомендации по изучению ее в срезах. На рис. 6, 36–38 показаны примеры плоской секториальности, обусловленные соответственно постоянным соотношением скоростей роста граней, искажением в одностороннем питающем потоке и непрерывным уменьшением скорости роста граней из-за поглощения примесей. Снимки могут служить практически идеальным воспроизведением рисованных кристаллов, использованных для объяснения природы секториального строения [67]. Принципиальное отличие от рисунков в том, что фотографии сделаны с естественной поверхности кристаллов без какой-либо предварительной подготовки, т.е. отражают структуру микрорельефа, а не особенности внутреннего строения. По сути дела, речь идет не об объемных пирамидах нарастания, а о плоских (фактически — двумерных), свойственных лишь кристаллам, растущим на подложках (симметрия среды 2π и ниже). При дроблении такие кристаллы иногда распадаются по границам. Тонкая структура “плоских” пирамид, в свою очередь, характеризуется ступенчато-слоистым строением, причем они могут разрастаться в различных направлениях, а не только от центра кристалла. В тех случаях, когда подобные разновидности, соответствующие генерации U_3 , нарастают на более ранние, последние могут легко отделяться (“выпадать”), оставляя своеобразные цирконовые кольца.

Микрорельеф цирконов I довольно часто обусловлен растворением, которое может существенно исказить признаки первичного роста (см. рис. 6, 39, 40); в первую очередь это касается ранней разновидности, которая оказывается менее устойчивой во вновь наступивших условиях роста минерала. У отдельных кристаллов скульптура растворения наследует в негативном варианте структуру роста — блочное строение и слоистость. Преимущественное растворение по зонам дробления создает рельеф с характерными конусами-углублениями (см. рис. 6, 41, снято сбоку).

Микроскульптура цирконов II менее выразительна. В основном это блестящие, гладкие поверхности, иногда со слабым проявлением слоистого роста. Растворение проявляется редко и в значительно меньших масштабах.

Онтогенетические особенности цирконов гипабиссальных и глубинных гранитоидов (см. рис. 6, 1–41) существенно различаются, что позволяет использовать их для фациального расчленения гранитоидов.

Строение цирконов мезоабиссальных гранитоидов (III тип) может рассматриваться как промежуточное (связующее) между первыми двумя типами. Внешний облик и строение цирконов III обладает чертами сходства с цирконами I и II. Привлекает внимание сосуществование форм (311) и (111) в одном кристалле (см. рис. 6, 42), наличие первичных изометричных включений (см. рис. 6, 43), которые могут встречаться одновременно с характерной для цирконов II зональностью. Поверхности граней относительно ровные; проявляющиеся иногда признаки слоистого или спирального роста, наличие разобщенных плоских выступов и мозаичность также несут элементы подобия с цирконами I и II. Возможны случаи, когда окончательному формированию микрорельефа предшествует дробление (протоклаз). Следует отметить, что дробление

у цирконов III вообще наиболее проявлено. У некоторых кристаллов наблюдаются своеобразные "кресты" (см. рис. 6, 44), которые, по-видимому, соответствуют остаточным (упругим?) деформациям, проявляющимся при различных условиях съемки (см. рис. 6, 45). Микрорельеф растворения для цирконов III не характерен, хотя его признаки и отмечаются.

Рассмотрены только основные и наиболее характерные примеры строения цирконов гранитоидов. Многие проявления признаков не приводятся, поскольку они касаются лишь отдельных объектов и обусловлены локальными факторами, т.е. не могут использоваться в качестве фациального индикатора.

Резюмируя изложенное, можно утверждать, что уже на первом этапе минералогического изучения цирконов извлекается независимая от других методов информация, позволяющая проводить расчленение гранитоидных массивов по фациям глубинности. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов, рассматриваемая далее, повышает надежность такого расчленения, а также облегчает установление формационной природы гранитоидов.

МИКРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЦИРКОНОВ ГРАНИТОИДОВ

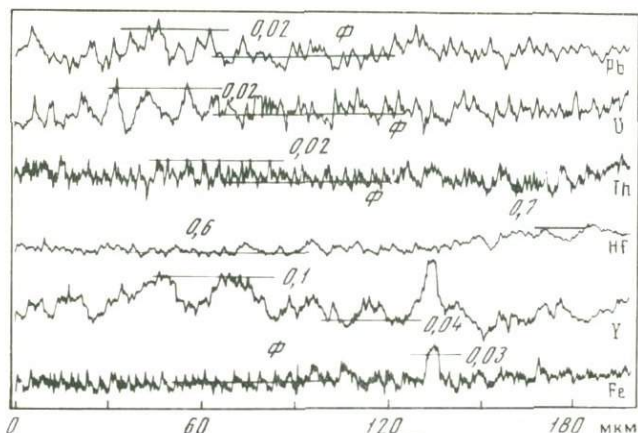
Геохимическая гетерогенность цирконов (по данным микронзондирования) изучена преимущественно на уральском материале; для сравнения привлечены также данные по цирконам гранитоидов других районов.

Равномерное распределение примесей (однородность состава) в кристаллах иллюстрируется единичными анализами; для геохимически гетерогенных цирконов приводится более полная информация. Оценка минералогических особенностей кристаллов соответствует взглядам, изложенным в предыдущем разделе.

Цирконы гранитоидов габбро-гранитного формационного типа. Гранитоиды габбро-гранитного формационного типа (ГГфт) широко варьируют по составу, образуют контрастные или непрерывные серии, расположены в различных структурно-тектонических зонах Урала.

Цирконы габбро магнитогорского комплекса (с фоновыми количествами и равномерным распределением U, Th и Pb) содержат различные включения (рис. 7, I, см. вкл.), форма и вариации состава которых (Na, Mg, Ti не обнаружены) предполагают не только их первичную природу, но и соответствие фрагментам минеральных сростков (останцам пород субстрата) в совокупности с захваченным расплавом. Необходим высокоточный количественный анализ состава подобных включений, чтобы получить принципиально новую информацию об источниках и особенностях эволюции магматических очагов, с которыми связано (предположительно) образование габбро-гранитных (и других) серий изверженных пород.

Специфичны включения в цирконах гранодиоритов магнитогорского комплекса (см. рис. 7, II-V). Даже в пределах одного кристалла они существенно различаются по форме (см. рис. 7, II), и некоторые из них соответствуют игольчатым (e). Распределение U, Th и Pb (фоновые концентрации), Y (~0,3%) и P (~0,03%) равномерное; для Hf наблюдается возрастание от 0,6% в центральной части кристалла до 0,7-0,8% - в периферической. По отмеченным элементам (Mg, Na, Mn, Ti не обнаружены) идентифицировать включения с какими-либо минералами трудно. По-видимому, большая часть включений и не отвечает конкретным минералам, ибо заметна зависимость формы и состава включений от положения в кристалле. Группа включений a соответствует фрагментам исходно единого обособления и имеет существенно Fe-Al состав; центральное включение б - K-Ca-Al-Fe, а игольчатое в и группа z отличаются непостоянством примесей. Большинство игольчатых включений наиболее отчетливо фиксируются лишь по распределению Fe (см. рис. 7, III); в них обычны следы K и Al, иногда Si и Ca, не обнаружены Na, Ti, Mg, Mn. Некоторые включения могут быть представлены сфеном в тесном сростании с "кислой" фазой, выходящей за пределы кристалла (см. рис. 7, IV). Показательно наличие цирконовых обособлений (осколков?) в окружении материала включений (см. рис. 7, V). В последнем примере нельзя исключить влияние протоклаза, о чем свидетельствует сосуществование крупных расплавных включений с первичными мелкими, обособленными (обозначено звездочкой). Внешне единая их



Р и с. 8. Состав цирконов гранитов Магнитогорского массива (профиль съемки — см. рис. 7, VI)

система оказывается весьма гетерогенной как по составу, так и по форме, указывая на длительную и сложную историю формирования как самих цирконов, так и включающих цирконы гранодиоритов.

Граниты магнитогорского интрузивного комплекса наиболее характерны для рассматриваемого ГГФт. Цирконы гранитов по строению и распределению примесей довольно однородны (см. рис. 7, VI и рис. 8); лишь иногда наблюдается незначительное возрастание к периферии кристаллов Hf и Th и проявляется слабая периодичность в распределении Y, U, Pb. "Разубоживающее" влияние на отмеченные элементы оказывает включения расплавного типа, обогащенные в основном K, Al, Fe.

4707

В целом цирконы гранитоидов магнитогорского комплекса бедны U и Th ($\leq 0,01\%$) и для возрастных определений представляют малопригодную субстанцию, дополнительно осложненную разнообразными включениями.

Следующая серия цирконов характеризует гранитоиды Ауэрбаховского массива, также относящегося к типичным представителям ГГФт.

Цирконы кварцевых диоритов бедны U и Th ($\leq 0,01\%$), которые распределены в пределах кристаллов равномерно. Разнообразны и обильны включения. Одни из них имеют выходы из кристалла, другие — изолированные, законсервированные в цирконовом материале. Отчетлива гетерогенность включений как по фазовому состоянию (обломки минералов—расплав), так и по составу. Некоторые из включений можно условно отождествить с микрорасплавом апатита (по распространению Ca и P), другие — с эпидотом (по распределению Al, Ca, Fe) или амфиболом (по совмещению Al, Ca, Fe, Mg).

Гранодиориты характеризуются цирконами, которые по распределению примесей (U, Th, Hf, Y и др.) также достаточно однородны. Специфика обусловлена составом и строением включений.

Качественная характеристика включений, имеющих открытый выход из кристалла (содержат Si, K, Al, следы Ca и Fe, не обнаружены Mg, Mn, Ti, Cr), позволяет рассматривать их как первичные расплавные, образовавшиеся из достаточно дифференцированной кислой магмы. Расположение их в кристаллах не противоречит такому предположению.

Для характеристики крупного изолированного включения выполнена количественная съемка по трем профилям (направление и результаты для одного из них показаны на рис. 9, см. вкл.) и точечные замеры по каждой фазе (А—Д). Состав фаз, рассчитанный по всем замерам, приведен в табл. 3.

Из этих данных видно, что ранняя фаза А, наиболее приближенная к центру кристалла, существенно Al-Fe-Ca состава; фаза Б близка калиевому полевому шпату, а наиболее поздняя фаза В — почти чистый кремнезем, занимающий самое верхнее (приближенное к выходу из кристалла) положение в объеме включения. Распад включения на фазы и криволинейность границ между ними можно объяснить микродифференци-



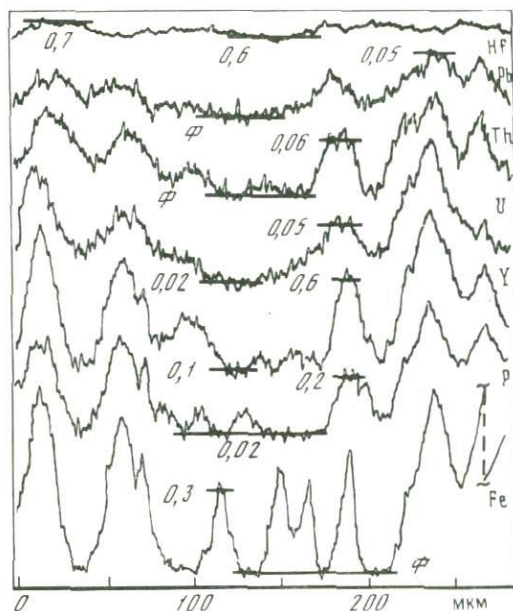
Т а б л и ц а 3. Состав фаз (в %) включения в цирконе из гранодиорита Ауэрбаховского массива

Оксиды	А	Б	В	Г	Д	Е
SiO ₂	28,4	66,9	98,8	76,0	28,6	85,7
Al ₂ O ₃	16,2	16,8	0,3	8,4	7,9	4,3
Fe ₂ O ₃	11,5	0,9	0,3	1,2	8,1	0,6
MgO	1,5	—	0,1	0,2	0,8	—
CaO	20,2	—	—	—	8,8	—
K ₂ O	—	16,0	—	2,3	0,4	2,1
Сумма	77,8	100,6	99,5	88,1	54,6	92,7

цией расплава, захваченного цирконом. Часть циркона, примыкающая к включению с внешней стороны, содержит повышенные количества U, Th, Hf, Y. По-видимому, в этом месте к кристаллу был направлен питающий поток, навстречу которому и разрасталось включение с одновременным отторжением (отжимом) некоторых редких и радиоактивных элементов. Центральная часть кристалла характеризуется повышенными содержаниями Y, P, отчасти U, количество которых в процессе роста постепенно снижалось (зона 0–150 мкм на графике). Это отвечает случаю обратной геохимической зональности (типа А). В распределении Th заметен отчетливый пик (зона 210–220 мкм), которому не соответствует добавка Pb; вероятно потеря Pb периферической зоной (350–370 мкм), где отношение Pb/(U + Th) явно занижено. Изотопный возраст таких цирконов должен быть искаженным.

Цирконы гранитов (алаяситов) Ауэрбаховского массива состоят из двух разновидностей — ранней (I), прозрачной и бесцветной, с отчетливыми включениями, и более поздней (II), светло-коричневой, с признаками зонально-секториального строения, образующей иногда оболочки вокруг цирконов I. Включения весьма разнообразны. Одни гетерогенны как по фазовому составу (обломок–расплав), так и по распределению породообразующих элементов. Выделяются фазы включений, обогащенные Si, Si–K, Al–Ca–Fe–Ti, Si–Ca–Al, Mg–Al–Fe и др. Включения в кристалле II (рис. 10, см. вкл.) — расположенные по зонам обломки минералов с “примазками” расплава. Пестрота и обилие подобных включений в цирконах невольно заставляют предполагать наличие тонкой взвеси минералов (пород) исходного субстрата (?) в гранитном расплаве. Поскольку подобная твердофазная добавка (в виде включений в цирконах) прослеживается во всей серии (кварцевые диориты–гранодиориты–граниты), можно допустить отсутствие гомогенного расплава на протяжении всей его эволюции (кристаллизационной дифференциации) вплоть до образования самых поздних его составляющих. С последними связано появление цирконов II, включения в которых практически отсутствуют, а повышенные содержания U, Th, Y, PЗЭ в них свидетельствуют о соответствующем обогащении этими составляющими и самого расплава. Одновременно возрастала и доля летучих, которые снижали его вязкость, что способствовало развитию зональности в цирконах. Концентрирование U, Th, Y, P, Fe, Ce, Yb по зонам при общем увеличении содержаний по мере роста кристалла (прямая геохимическая зональность; см. рис. 10, I, и рис. 11) сближает рассматриваемые цирконы (разновидность II) с таковыми глубинных гранитоидов. По-видимому, условия минералообразования наиболее кислых, завершающих дифференциацию (относительно низкие температуры, возросшая роль флюидов) гранитов ГГфт и гранитов гранитного формационного типа довольно близки. При заметном подобии свойств (оптических, геохимических) цирконов тех и других разновидностей гранитоидов у первых сохраняются типичные “гипабиссальные” признаки: значительная ширина зон (по сути дела — последовательных разновидностей) и отсутствие формы (311).

Кварцевые диориты ГГфт рассмотрены также на примере цирконов Княспинского массива, подробно описанного Н.Д. Знаменским [32]. Эти данные (рис. 12, см. вкл.) позволяют проследить эволюцию включений в процессе роста кристалла. Включение I имеет контакт с окружающей средой, включение II от нее изолировано. Два других удлиненных включения относятся к первичным и расположены параллельно основным



Р и с. 11. Состав цирконов аляскистов Аурбаховского массива (профиль съемки — см. рис. 10, 1)

граням. Включение II обогащено Al, Fe и Ca, во включении I с приближением к внешним частям кристалла резко возрастает доля Si. По сходству распределения Ca и P фаза B включения II может быть отождествлена с апатитом. Распределение других элементов во включениях также приведено на рис. 13 и в табл. 4.

Существенно Fe-Ca состав включения II может быть связан с "прилипанием" капли раннего, менее дифференцированного расплава к микрокристаллу апатита. Фаза A включения II по составу близка мелким обособлениям в пределах фазы B включения I, что отражает возрастающую роль лейкофильных элементов параллельно росту кристалла. Поведение ряда других элементов (Mg, Na, Ti, Cr) не меняет суть выводов, следующих из анализа табл. 4. По-видимому, можно считать, что во включениях, особенно II, законсервирован расплав, отвечающий ранним стадиям дифференциации исходной магмы. Об этом свидетельствует его состав, более "основной", чем самого кварцевого диорита, в котором определены (в %): SiO_2 — 60,5; Al_2O_3 — 16,2; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 6,7; CaO — 6,01; MgO — 2,4; K_2O — 3,08; Na_2O — 3,1.

Т а б л и ц а 4. Состав включений (в %) по фазам в цирконе из кварцевого диорита Князьпинского массива

Окислы	Включение I			Включение II				
	A ₁	B ₁	средний*	A	B	B	Г	средний*
SiO_2	100,4	64,8	72,1	29,1	Ф	Ф	24,5	18,9
Al_2O_3	—	18,9	14,7	18,6	Ф	Ф	—	12,1
Fe_2O_3	—	Ф**	Ф	11,0	—	1,5	9,2	7,5
CaO	—	Ф	Ф	23,6	52,1	9,5	—	25,3
P_2O_5	—	—	—	—	44,3	—	—	7,1
K_2O	—	17,6	13,7	—	—	—	—	—
Сумма	100,4	101,3	100,5	82,3	96,4	11,0	33,7	70,9

* Средневзвешенный состав, определенный по площадям фаз включений.

** Ф — фоновые содержания.

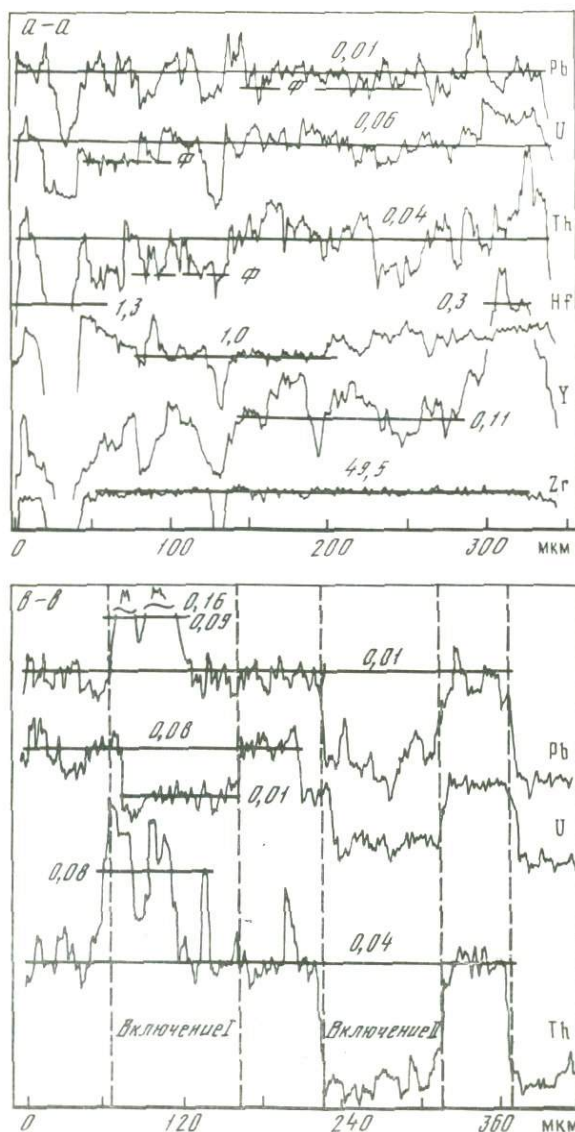


Рис. 13. Состав цирконов кварцевых диоритов Князьпинского массива (а-а, в-в — профили съемки, см. рис. 12, 1)

Геохронологическая применимость цирконов может быть оценена на основе анализа распределения радиоактивных элементов и Pb. Несмотря на инверсионное поведение U, Th и Pb в самом цирконе (см. рис. 13, профиль а-а), отношение Pb/(U + Th) находится примерно на одном уровне, что предполагает хорошую сохранность минерала. Картина резко меняется в области включений (профиль в-в). Включение II практически стерильно относительно Pb, U и Th, что подтверждает его более раннее образование по сравнению с включением I, которое имеет незначительную примесь U и существенно обогащено Th и Pb; последнее может быть связано с нерадиогенным Pb, парагенетически связанным с K.

Из рассмотренных примеров видно, что гетерогенные включения переменного состава свойственны цирконам самых различных гранитоидов ГГфт. Часть включений относится к минеральным останцам (реликтам) пород субстрата, часть — к расплавленным, в различной мере испытавшим микродифференциацию в своеобразной цирконовой

камере. В основных разностях гранитоидов включения в цирконах в целом более обогащены Са, Fe, Mg, хотя строгой корреляции не проявляется. По-видимому, не существует и гомогенного расплава на всем протяжении дифференциации исходного магматического очага: добавка взвеси твердых частиц (обломков минералов) фиксируется цирконами не только габбро, но и более кислыми разностями. Лишь самые поздние (аляскиновые?) магмы с высоким содержанием редких элементов и флюидов в какой-то мере приближаются к однородному гомогенному расплаву в чистом виде.

Цирконы гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа. Гранитоиды адамеллит-гранитного формационного типа (АГфт) характерны для зон с развитой континентальной корой и отвечают позднеорогенной (посторогенной) стадии развития подвижного пояса. Наиболее типичным массивом гипабиссальных гранитоидов АГфт, производных маловодных магм, является Борлинский. Ему свойственны постоянство химического состава и перемежаемость высокотемпературных минеральных парагенезисов с низкотемпературными [120]. К заключительным этапам гранитообразования приурочено появление порфириновых выделений калиевого полевого шпата, апатита и флюорита. Обычно они сопряжены с миароловыми пустотами, в которых присутствуют самые поздние бурые цирконы с признаками уплощенного секториального роста. Помимо отмеченных, для массива характерны и другие генерации цирконов, из которых наиболее ранние встречаются в виде включений в плагиоклазах, а промежуточные — в калиевых полевых шпатах, биотите, на границах зерен. Наибольший интерес представляют цирконы конечных стадий кристаллизации, состоящие из нескольких разновидностей. Взаимоотношения между ними весьма сложные (рис. 14, I, см. вкл.). Иногда от ранней, желтой с различными оттенками, разновидности остаются лишь реликты, ибо она замещается коричневой поздней. У некоторых кристаллов трещина становится естественной границей смены разновидности. Общим этим разновидностям предшествовала прозрачная, с зонально-секториальным строением.

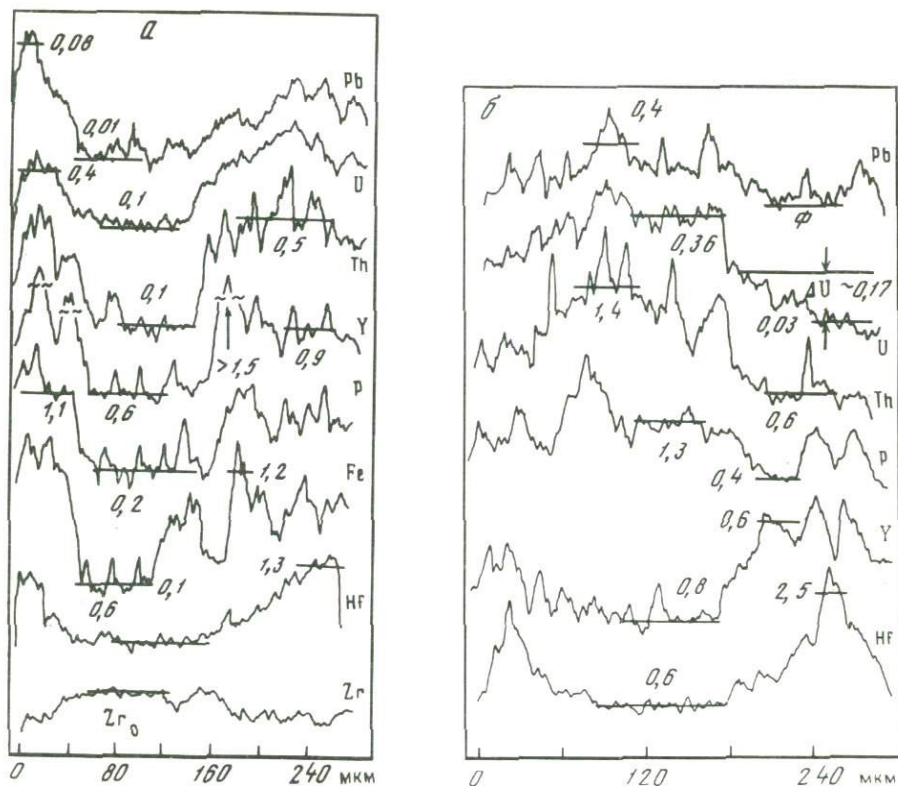
Строение цирконов обуславливает характер их геохимической гетерогенности. В кристалле, состоящем из ранней (I) и промежуточной (II) генераций, наблюдается прямая геохимическая зональность (типа V), обусловленная накоплением элементов-примесей от ранних к поздним частям кристаллов (рис. 15, а). Одновременное повышение U, Th, V, P в отдельных частях кристалла указывает на возрастание изоструктурной примеси ксенотима и, по-видимому, торита, а некоторые обособленные пики P соответствуют включениям апатита.

Применимость подобных цирконов для определения возраста должна быть успешной: выдержанность отношения $Pb/(U + Th)$ в пределах всех частей кристалла служит важным доказательством их возрастной "замкнутости".

На заключительных этапах дифференциации расплава начинается массовое образование аксессуарных минералов, которые поглощают значительные количества редких и радиоактивных элементов. Возникают ситуации, когда поздние генерации циркона оказываются обедненными U и Th, что соответствует случаю обратной геохимической зональности (тип Δ) (см. рис. 14, II, 15, б). Центральная часть данного кристалла соответствует II генерации (у кристалла на рис. 14, I она была периферической), а краевая — уже следующей (III) генерации. В распределении Hf и Y сохранились признаки прямой зональности. Для P наблюдается полная инверсия с переходом через минимум и новым обогащением краевой зоны кристалла, которая, по сути дела, может рассматриваться как генерация IV, содержащая повышенные концентрации Hf. Заключительный рост кристалла происходил при неравномерном поступлении примесей к растущим граням, что подтверждается распределением Y и отчасти Fe.

Для геохронологического изучения цирконы с обратной геохимической зональностью менее пригодны, чем с прямой. Это следует из сравнения особенностей распределения Pb с U + Th в краевых частях кристалла, где постепенному снижению U и ступенчатому Th противостоит более сложное поведение Pb (см. рис. 15, б). За счет явного "дефицита" урана ($\Delta U \sim 0,17\%$) возраст может быть завышен в 1,5–2,0 раза. Возможно, что эта особенность связана с диффузионными потерями U из-за резкого градиента концентраций при нахождении обогащенной зоны внутри кристалла.

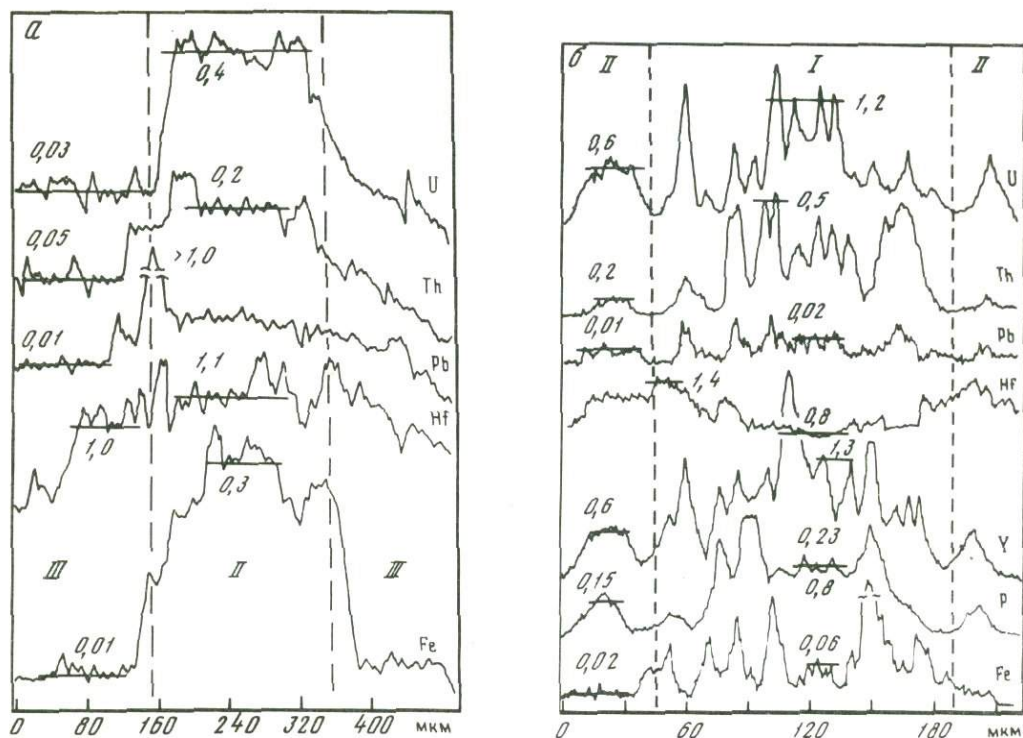
Гранитоиды ирельского комплекса Байкальской складчатой области комагматичны кислым эффузивам акитканской серии; по составу исходных магм и условиям образования [79] они могут быть отнесены к АГфт с гипабиссальными условиями становления.



Р и с. 15. Состав цирконов гранитов Борлинского массива (а, б — см. рис. 14, I, II)

Можно проследить (рис. 16, см. вкл.) эволюцию цирконов от прозрачной I генерации (а) к замутненной II (б) и вновь к прозрачной III; последняя наиболее четко прослеживается через промежуточные кристаллы, образованные срастанием II + III, где III наблюдается в виде прозрачных оболочек (в). Наблюдаемое в нем (рис. 17, а) распределение элементов отвечает случаю обратной геохимической зональности и свидетельствует о резком обеднении конечного расплава U, Th, Hf, Fe к моменту появления генерации III. Отношение $Pb/(U + Th)$ во II генерации значительно меньше, чем в III, что позволяет допустить частичный вторичный захват (сорбцию) радиоактивных элементов (и железа) метамиктизированным материалом генерации II. По-видимому, само по себе магматическое происхождение цирконов не может служить надежной гарантией получения сходящихся возрастных значений. Потеря радиогенного Pb в данном случае маловероятна. Об этом говорит специфика его профильного распределения и существование (зона 150–170 мкм) включений галенита (диагностируется по совмещению распределения Pb и S на профилях при фоторегистрации; см. рис. 16, I), что создает дополнительные трудности для возрастных определений. Возможная причина появления галенита — отторжение части свинца из центральной зоны (генерации II) кристалла при появлении новой разновидности (III); сера могла быть заимствована из окружающей среды.

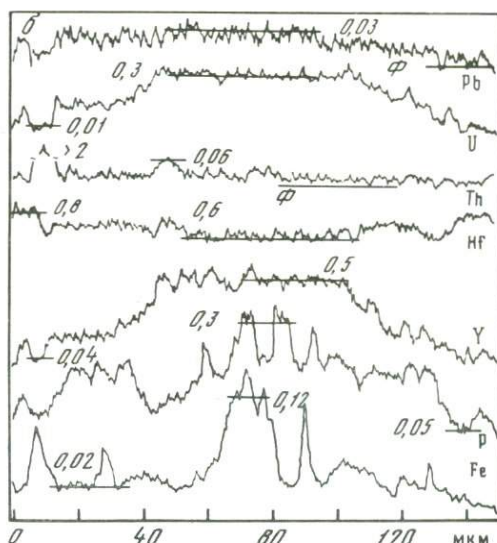
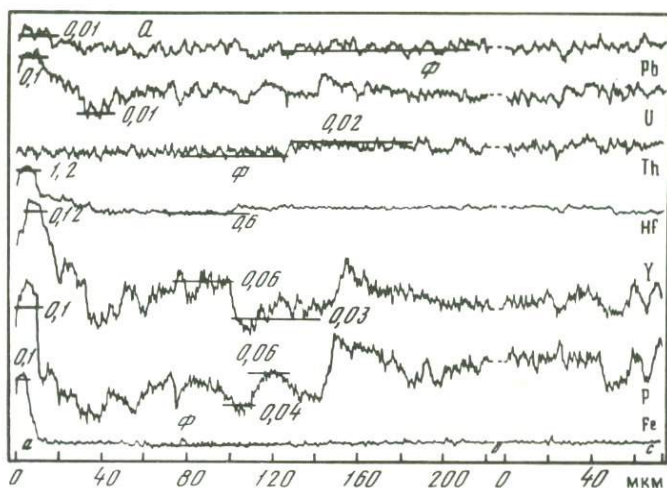
Характеристика гранитоидов АГФт завершается цирконами Раумидского массива Южного Памира. Массив относится к формации посторогенных лейкократовых гранитоидов малых глубин [82], имеет возраст около 40 млн. лет. Его сложное внутреннее строение обусловлено двукратным внедрением расплава в камеру и образованием внутрикамерных субфаз в ходе кристаллизации каждой порции расплава. Выделяются шесть разновидностей гранитоидов, т.е. становление массива носит пульсационный характер. Устойчивый состав пород различных субфаз свидетельствует об отсутствии явлений гибризма.



Р и с. 17. Состав цирконов гранитов Ирельского (а) и Раумидского (б) массивов (профили съемки — см. рис. 16, Iв, II)

Исследованы цирконы V субфазы второй фазы внедрения. Их оптическая и геохимическая гетерогенность хорошо заметна на рис. 16, II и 17, б. Для ранней разновидности I характерны повышенные содержания U, Th, Y, Ce, Yb (Y — см. рис. 1, 35), зернистое строение (отчетливо просматривается на профильных снимках), обусловленное микровключениями фазы, обогащенной Ca и K. Показательно, что в пределах одного кристалла совмещены признаки обратной (большинство элементов) и прямой (также Si, Al, Mg) геохимической зональности. Обе разновидности близки по содержанию Zr (а также Si, Al, Mg). Границы между генерациями резкие, т.е. никакого усреднения (гомогенизации) за счет диффузионных процессов не произошло. Состав обеих генераций коррелируется и с составом пород. Было установлено, что при переходе от ранних фаз гранитов к поздним концентрация Y и ряда других элементов (Nb, Be, Sr и др.) резко снижается, что особенно характерно для производных V субфазы. Следовательно, поведение Y в породах (по аналогии — U, Th, P) находит отражение в изменении состава генераций циркона. Профильная съемка указывает также на существование более тонких ритмов (пульсаций) минералообразования, заметных по симметричному расположению отдельных пиков элементов (U, Th, Y, P) относительно центра кристалла. Некоторые пики (максимумы) элементов занимают обособленное положение. Если сравнить распределение U, Y, Th, P в центральной части кристалла (110–130 мкм), то проявление ксенохимизации можно ожидать лишь в более удаленных от центра частях. В целом рассмотрен типичный случай гетерогенного циркона, характерного для гранитоидов гипабиссальной фазии глубинности, производных маловодных магм кислого (липаритового) состава.

Цирконы гранитоидов гранитного формационного типа. Типичная серия гранитоидов гранитного формационного типа (ГФт) представлена рядом адамеллит—гранит—аплитовидный гранит. Вопрос о происхождении более основных пород — кварцевых диоритов, тоналитов и гранодиоритов, распространенных иногда в массивах этого типа, трактуется по-разному. Считается, что они древнее отмеченной серии и обладают генетической и формационной независимостью. В одних массивах это производные тоналит-грано-

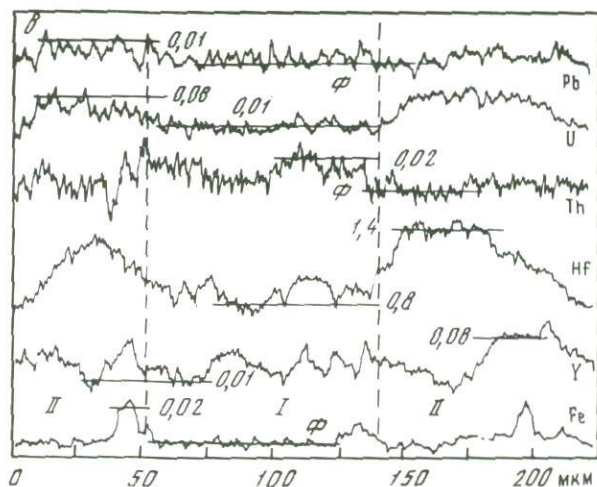


Р и с. 19. Состав цирконов гранитоидов Мурзинского массива (а – в – профили съемки, см. рис. 18, I–III)

диоритового формационного типа, в других — это гранитизированные останцы субстрата. Альтернативными являются представления о связи основных и кислых разностей с единым непрерывным процессом кристаллизационной дифференциации. В целом взаимоотношения гранитов и гранитоидов повышенной основности окончательно не установлены и представляют предмет активных исследований. Для гранитов Гфт характерны устойчивость состава и высокая степень равновесности минеральных парагенезисов, что обусловлено медленным остыванием расплава на больших глубинах при активном участии летучих.

Изучены цирконы из наиболее типичных массивов гранитоидов. Выше отмечалось, что цирконам гранитов Гфт свойственны отчетливое зональное строение и развитие границ (311). На основании представлений о равновесных условиях кристаллизации предполагалась также близость составов отдельных зон.

По данным петролого-геохимических исследований [4], Мурзинскую интрузию слагают в основном биотитовые граниты массивной текстуры. Выделяются серые



Р и с. 19 (окончание)

среднезернистые разности восточной и центральной частей массива и розовые лейкократового облика, распространенные узкой полосой в пределах южной оконечности интрузии. Химический состав обеих разновидностей гранитов близок. Предполагается образование розовых гранитов за счет изменения серых под влиянием постмагматических процессов, а появление розовой окраски связывается с повышением степени окисления железа. В западной части интрузии распространены гранодиориты и плагииграниты.

На рис. 18, I (см. вкл.) и 19, а показаны результаты микрозондовых исследований цирконов серых гранитов (направление съемки $a \rightarrow e \rightarrow c$). Заметны зональное строение и развитие формы (311). В целом изменения содержаний примесей в расплаве незначительны, и поэтому составы ранних и поздних зон кристалла за исключением периферических каемок, где наблюдается одновременное возрастание U, Y, P, Hf (признаки прямой геохимической зональности), оказались подобными. Как объект для определения возраста такие кристаллы представляются равновесными, т.е. без признаков изменения отношения $Pb/(U + Th)$ по отдельным зонам.

Более сложная картина изменения примесей у цирконов розовых гранитов (см. рис. 18, II и 19, б). Центральная часть кристалла обогащена U, Y, P, т.е. реализуется случай обратной геохимической зональности, на фоне которой просматриваются более тонкие зоны обогащения (особенно Y). Заметная "противофазность" в поведении Y и P на отрезке 20—40 мкм несколько осложняет картину, одновременно указывая на отсутствие ксенотимизации в качестве ведущей причины геохимической гетерогенности. В распределении Hf сохраняются признаки прямой зональности, как это отмечалось для предыдущего кристалла. Зона отслоенной части кристалла выделяется повышением количества Th, которое может быть обусловлено вторичным вхождением. Последнее весьма вероятно и для Fe. Однако в целом пример соответствует первичному распределению примесей, которое незначительно изменено за счет добавок Th и Fe. В любом случае унаследованные признаки, свойственные цирконам серых гранитов, не фиксируются, т.е. вывод об образовании розовых гранитов в результате постмагматического изменения серых при исследовании цирконов не подтверждается. По-видимому, розовые граниты являются полноправными, но более поздними, чем серые, членами единого процесса эволюции расплава, т.е. могут быть отнесены к самостоятельной аляскитовой субфации.

На рис. 18, III и 19, в представлены данные микрозондирования цирконов гранодиоритов. Основное отличие от рассмотренных — наличие следов ядер, что допускает образование гранодиоритов за счет осадочных пород. Ядро I и оболочка II (см. рис. 19, в) хотя и различаются по составу, однако в целом образуют единую систему, внешне напоминающую совмещение фрагментов прямой и обратной геохимических зональностей — для U и Hf и более сложную — для Y и Th. Подобие в распределении

U и Pb указывает на высокую степень перекристаллизации ядра, т.е. на отсутствие в нем "возрастной" памяти в субстрате. Некоторое повышение количества Fe на границе ядро—оболочка связано с примазками постороннего материала.

Расплавных включений в рассмотренных цирконах не обнаружено; генетическая связь гранодиоритов с гранитами приведенными данными не подтверждается.

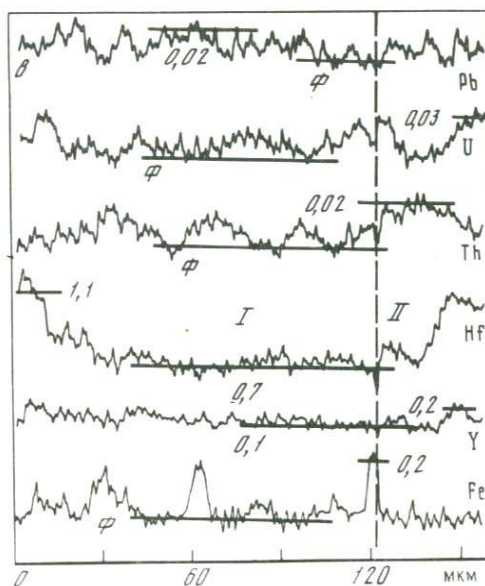
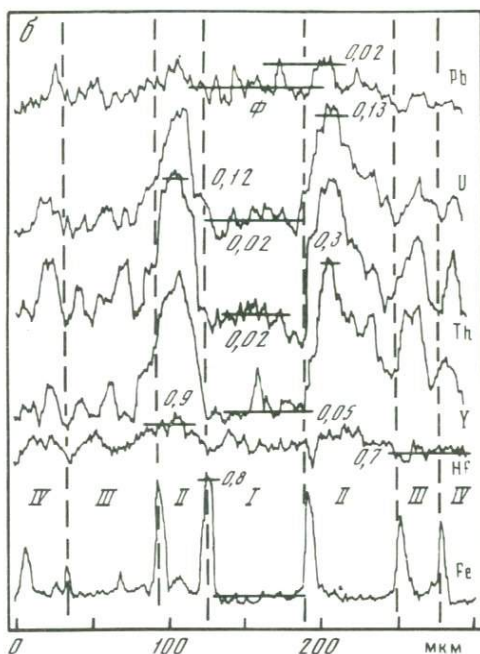
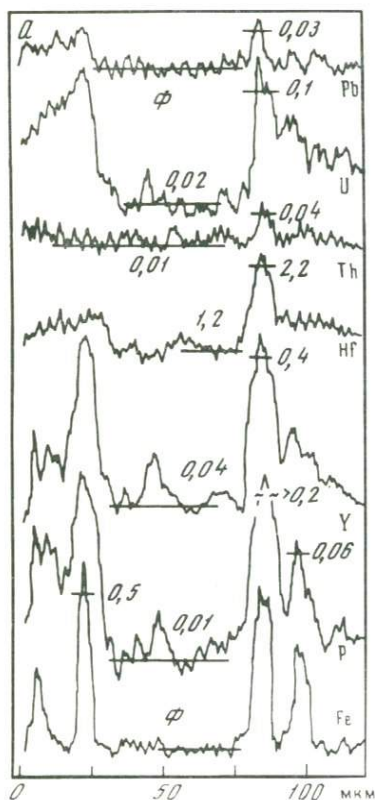
Представителем массивов абиссальных гранитоидов является Суундукский. Массив сложен гранитоидами нескольких фаз. К первой относятся кварцевые диориты и диориты, ко второй — порфириовидные микроклиновые граниты, которые наиболее распространены и характерны для массива. На заключительных этапах образования массива возникли двуслюдяные, мусковитовые и лейкократовые гранитоиды, а также породы жильного комплекса. Предполагается, что на месте Суундукского массива в докембрии существовала гранитная интрузия, многократно измененная и ремобилизованная. Допускается как гомодромный тип развития единого магматического очага, так и прерывисто-пульсационный, вызванный периодическим отделением летучих.

Цирконы гранитов (рис. 20, I, см. вкл. и рис. 21,а) имеют типичный для абиссальных пород облик. Отчетливо просматривается инверсионная геохимическая зональность для U, Hf, Ce, Y, P, Fe, отчасти Yb. При этом основной рисунок зональности обусловлен не сосуществованием отдельных разновидностей — генераций, как у цирконов гипабиссальных гранитоидов, а различием состава отдельных зон. Можно уверенно говорить о корреляции геохимической зональности с оптической. Четкость границ между зонами, закономерное их положение, подобие в распределении элементов свидетельствуют о первичности геохимической гетерогенности (зональности) кристаллов. Поведение Y и P указывает на пульсационный характер ксенотимизации. Нетрудно видеть аналогию между отдельными зонами в рассматриваемом кристалле и сосуществующими разновидностями (генерациями) в случае цирконов гипабиссальных гранитоидов. Другими словами, последовательные и часто разрозненные разновидности (C_1 , C_2 , C_3) гипабиссальных цирконов в пределах отдельного кристалла у абиссальных цирконов соответствуют сменяющим друг друга зонам, которые несут информацию о более длительных этапах эволюции расплава. Зональное распределение Ce, Yb, Y указывает на несостоятельность различных термобарометров, основанных на валовых анализах РЗЭ в минералах.

Особенности цирконов адамеллитов, соответствующих второй фазе внедрения, представлены на рис. 20, II и 21,б. Отчетливы грани (311), четко фиксируется геохимическая гетерогенность. Колебания примесей также носят зональный характер, но более сложный, чем у рассмотренного выше. Например, центральная зона I характеризуется относительной выдержанностью распределения Hf и Fe и некоторым снижением содержания U и Th к внешним ее границам. В зоне II вначале резко возрастают концентрации U, Th, Y, отчасти Hf и с переходом через максимум они вновь снижаются. В зоне III эта тенденция выражена в меньшей мере и при явной асимметрии, что указывает на начавшееся понижение симметрии среды кристаллизации. Зона IV по особенностям распределения элементов-примесей подобна зоне III. Отсюда следует, что даже в абиссальных условиях в расплаве возникают периодические колебания концентраций редких и радиоактивных элементов, вызывающие соответствующие изменения состава синхронно растущих зон цирконов. При этом каждая зона кристалла по механизму формирования и концентрированию примесей соответствует одной из генераций цирконов гипабиссальных гранитоидов, о чем уже упоминалось выше. Показательно, что центральная часть кристалла, отчетливо проявляющаяся при сканировании Fe, лишена грани острой дипирамиды. Однако объем этой части уже больше, чем у цирконов гранитов, т.е. при кристаллизации адамеллитов появление формы (311) сдвинуто к более поздним стадиям формирования.

Общая тенденция изменения примесей в цирконах адамеллитов указывает на постепенное обеднение расплава U, Th, Y. Соответственно центральные зоны цирконов гранитов также обеднены отмеченными примесями, что отражает естественную преемственность в ряду адамеллиты—граниты.

Результаты исследования цирконов гранодиоритов Суундукского массива приведены на рис. 20, III. Грани (311) отсутствуют, а селективно обогащаются зоны дипирамиды (111) в краевой части кристалла. Точечные включения, обогащенные P, соответствуют микрокристаллам апатита. В целом распределение элементов более равномерное, чем в цирконах адамеллитов и гранитов.



Р и с. 21. Состав цирконов гранитоидов Суундукского массива (а - в - профили съемки, см. рис. 20, I, II, IV)

При сопоставлении цирконов гранодиоритов, адамеллитов и гранитов прослеживается интересная закономерность: 1) эволюция облика от цирконового до копельдиного через промежуточный, где формы (311) и (111) развиты соизмеримо; 2) общее количество примесей возрастает, становится более четкой геохимическая зональность (особенно для Y и P), хотя для Th она более резко выражена у цирконов адамеллитов, для Hf - у цирконов гранитов. По-видимому, в процессе дифференциации расплава поведение примесей, взаимоотношения растущего кристалла и примесей, которые захватываются этим кристаллом, существенно варьируют. Возникают ситуации, когда начинают реализовываться тонкие различия между химическими активностями элементов, заставляющие их последовательно, т.е. с соблюдением определенной очередности,

распределяться по отдельным зонам циркона. Формируется своеобразная хроматографическая колонка, в основе которой лежит общая литофильность элементов. Отмеченные различия в поведении элементов проявляются лишь в ничтожных объемах расплава, примыкающих к растущим кристаллам. Они могут быть связаны с появлением некоторых "критических" концентраций, резко смещающих коэффициенты распределения элементов в пользу циркона. Происходит своеобразный "сброс" некогерентных для данного микрообъема расплава примесей, после которого цирконообразование продолжается без особых осложнений, пока ситуация вновь не повторится. Примером может служить первичная ксенотимизация циркона, т.е. локализованное по отдельным зонам образование твердого раствора ксенотима в цирконе (ранее предполагалось, что это происходит по всему объему кристалла). Естественно, затронутый вопрос сложен и требует дополнительных исследований.

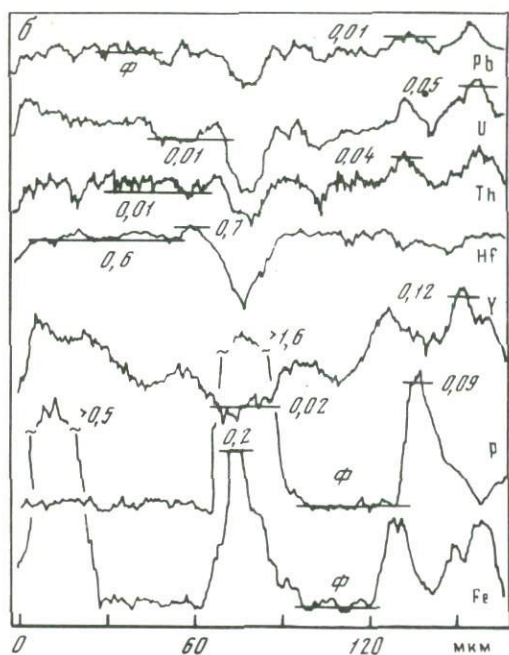
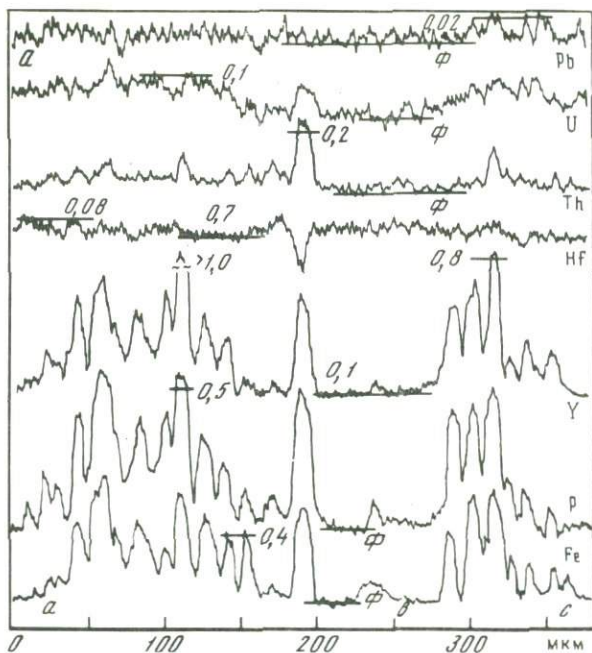
Ядра были встречены лишь у единичных кристаллов цирконов кварцевых диоритов (см. рис. 20, /V и 21, е). По оптическим свойствам они идентичны материалу оболочки, а по составу ядро (I) и оболочка (II) образуют единую геохимическую систему. Более того, по особенностям поведения Hf, Y (краевое обогащение) и симметричному распределению U и Th вообще трудно предположить существование каких-либо ядер. Другими словами, реликтовые ядра, сохранившиеся в некоторых кристаллах, подверглись практически полной перекристаллизации, и их "память" о возрасте субстрата утрачена (избыточного Pb не установлено).

Джабык-Карагайский массив относится к Гфт по всем параметрам. Результаты микронзондирования цирконов из среднезернистых биотитовых гранитов, отвечающих главной фазе становления массива, приведены на рис. 22 (см. вкл.). Наблюдается типичная ситуация, свойственная цирконам абиссальных гранитов. Округлость головок кристаллов вызвана развитием граней (311), которые начали развиваться на промежуточном этапе роста, после появления точечных включений. Отчетливо выражена различная миграционная способность элементов. Для U и Th концентратором является только центральная зона, что обусловлено ростом граней (111), причем одновременно захватывались и значительные количества Y, P, Fe. В дальнейшем в цирконах вновь образуются обогащенные этими примесями зоны, в том числе и связанные с ростом грани (311). Для U и Th новых "всплесков" практически не фиксируется, хотя и отмечается некоторое возрастание количества U (и Hf) в краевых частях. Зональное распределение Ce и практически равномерное вхождение Yb снова подчеркивают малую надежность редкоземельных термобарометров, а также указывают на различное кристаллохимическое сродство цирконовой матрицы к легким и тяжелым лантаноидам.

Челябинский массив включает значительный объем гранитоидов повышенной основности. Поэтому он иногда относится к полиформационным, что предполагает принадлежность кварцевых диоритов—гранодиоритов к тоналит-гранодиоритовому формационному типу. На рис. 23, / (см. вкл.) и 24, а представлены цирконы из биотитовых гранитов главной фазы. Для них характерны отчетливая оптическая и геохимическая зональность, эволюция формы кристалла от призматического до копьевидного, инверсионное изменение состава с четким геохимическим обособлением отдельных зон. Концентрирование Th и особенно Hf по зонам практически отсутствует. Ксенотимизация в данном примере проявляется как ведущий фактор геохимической зональности.

Цирконы гранодиоритов (см. рис. 23, // и 24, б) по строению и особенностям распределения примесей предшествуют образованию гранитов: дипирамида (311), которая наиболее четко проявляется в распределении Fe, наблюдается лишь в краевой части кристалла, и с ней, по существу, связано возникновение геохимической зональности. Включения, обогащенные P, представлены апатитом. Поведение U, Th, Pb предполагает геохронологическую замкнутость материала.

Для цирконов кварцевых диоритов Челябинского массива характерно однородное распределение большинства примесей при незначительном обогащении U, Th, Y краевых частей кристаллов. Форма (311) полностью отсутствует. Отмечаются сорбция U и Fe по трещинам, микровключения апатита по периферии кристаллов. Можно говорить о преемственности состава и строения цирконов кварцевых диоритов—гранодиоритов. Следовательно, вся серия пород Челябинского массива от кварцевого диорита до гранита может рассматриваться как непрерывная, возникшая при кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава.



Р и с. 24. Состав цирконов гранитоидов Челябинского массива (а, б — профили съемки, см. рис. 23, 1, II)

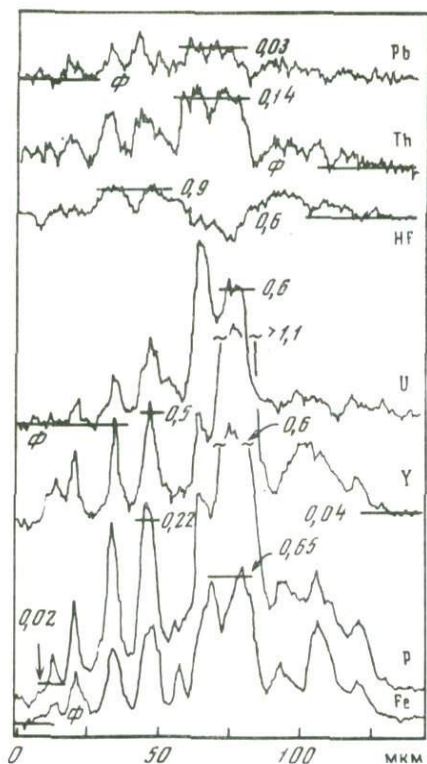


Рис. 26. Состав цирконов гранитоидов Ащисайского массива (профиль съемки — см. рис. 25, II)

Отмеченная дискуссионность в происхождении основных разновидностей гранитоидов Гфт на примере цирконов Челябинского массива решается в пользу единства происхождения с гранитами.

Формационная принадлежность гранитоидов Ащисайского массива достоверно не установлена. Он относится или к комплексу малоглубинных гранитоидов [13], или маловодным сериям АГфт [120]. В.Д. Старков и Н.Д. Знаменский [106] биотитовые гранодиориты и кварцевые диориты массива включают в есекжальский комплекс Гфт, а лейкократовые граниты и аляскиты — в состав космоласайского вулканогенно-интрузивного комплекса.

У цирконов аляскитов (рис. 25, I, см. вкл.) отчетливая гетерогенность в распределении U, Th, Yb, Sm, Ce, P, Fe обусловлена сосуществованием разновидностей, ранняя из которых выделяется специфической системой трещиноватости, внешне сходной с рисунком трещин усыхания. Тонкой геохимической зональности, свойственной цирконам глубинных гранитов, не наблюдается. Инверсия в распределении большинства элементов связана со сменой разновидностей. Заметны различия в поведении редких земель: в ряду Ce—Sm—Yb (Y) распределение в целом подчинено обратной геохимической

зональности, но максимальные перепады концентраций приходятся на тяжелые лантаноиды.

Типичен случай оптической и геохимической зональности у цирконов гранодиоритов (см. рис. 25, II и рис. 26). Подобие в распределении U, Th, Y, Ce, Yb, P, Fe свидетельствует об отсутствии влияния наложенных процессов. Включение апатита в центральной части кристалла усиливает сходство с цирконами гранодиоритов других массивов глубинных гранитоидов. В целом можно говорить об обратной геохимической зональности, осложненной существованием отдельных контрастных по составу зон. Распределение Hf имеет инверсионный характер, подчеркивающий специфику этого элемента.

Цирконы кварцевых диоритов Ащисайского массива по распределению примесей (U, Th, Hf, Y, P, Fe) — однородные системы (для Y заметны признаки обратной геохимической зональности). Специфика обусловлена включениями. Некоторые из них соответствуют микрочастицам, состоящим из различных минералов (реликты пород субстрата?), что предполагает присутствие твердой фазы (взвеси) в исходном расплаве. В отличие от расплавных включений в цирконах гранитоидов ГГфт в рассматриваемом примере расположение таких включений контролируется кристаллографическими направлениями циркона (см. рис. 25, III), а также приуроченностью их к центральным частям пирамид роста (см. рис. 25, IV), что неоднократно встречалось при изучении искусственных цирконов. Кроме того, оптически прослеживается тонкая зональность, характерная для цирконов глубинных гранитоидов. Следовательно, цирконам из гранитоидов Ащисайского массива присущи такие признаки, которые не отвечают типичному набору, необходимому для подтверждения принадлежности к ГГфт или Гфт. Отмеченные для цирконов сочетания оптической и геохимической зональности с различного рода включениями и трещиноватостью не позволяют говорить о генетически единой серии пород. По-видимому, в пределах массива совмещены гранитоиды различной формационной принадлежности, уровень кристаллизации которых соответствовал мезоабиссальной фации.

Акланский массив, подобно Ащисайскому, отнесен к комплексу глубинных грани-

тов [107]. Решение это условное, поскольку детальные петрографические исследования по массиву не проводились. Кроме того, выводу противоречат линейная форма массива, его небольшие размеры, пространственная совмещенность с габброидами и приуроченность к зоне разрывных нарушений. О возможной принадлежности массива к комплексу малых интрузий высказывалась Т.В. Билибина [13].

Цирконам кварцевых диоритов Акпанского массива свойственны необычная удлиненная форма и интенсивное дробление. Полости трещин заполнены расплавом (см. рис. 25, V), испытавшим микродифференциацию. В результате углубленные части включений оказались в большей мере обогащены Ca и Al, а приближенные к поверхности — Si. По-видимому, дробление цирконов связано с положением массива в тектонически напряженной зоне, наложившей отпечаток и на сохранность кварцевых диоритов. Помимо отмеченных, встречаются также и типичные расплавные включения (см. рис. 25, VI), окруженные материалом с равномерным распределением и низкими концентрациями редких и радиоактивных элементов. Все это позволяет нам присоединиться к выводам Т.В. Билибиной о субвулканической природе массива.

Цирконы гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа. При формировании тоналитов—гранодиоритов выделяются два этапа: в первый кристаллизуются фемические силикаты и плагиоклаз, во второй — олигоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Состав поздней ассоциации минералов весьма устойчив и отвечает гранитному; продукты первого этапа кристаллизации в тоналитах соответствуют габбро, в гранодиоритах — диориту. Многие массивы тоналит-гранодиоритового формационного типа (ТГфт) образованы серией последовательных внедрений, состав которых изменяется в рамках тоналит—гранодиорит. Большинство массивов локализовано в мезозоне, хотя возможны и гипабиссальные тела.

Владимирско-Кулевчинский массив гранодиоритов входит в состав габбро-диорит-гранодиоритовой формации и включается в состав зауральского комплекса ТГфт [120].

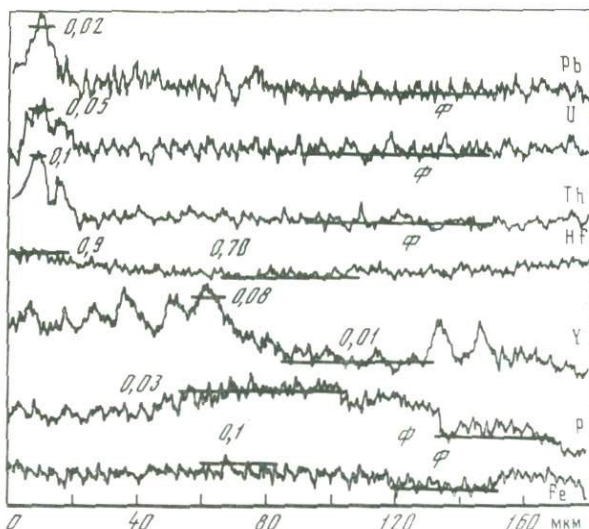
Для цирконов гранодиоритов характерно преимущественно однородное распределение примесей (рис. 27, I, см. вкл., рис. 28); незначительное обогащение краевой зоны Pb, U и Th указывает на слабое концентрирование этих элементов в расплаве на заключительных стадиях цирконообразования. Признаки прямой геохимической зональности заметны в распределении Hf и Y, причем для последнего она осложнена инверсией и обогащением отдельных зон. Примечательно наличие обратной геохимической зональности в распределении P, особенно при сопоставлении с поведением Y. Вопрос о первичной ксенохимизации в данном случае автоматически снимается. Специфичны включения, различающиеся как по форме, так и по содержанию породообразующих элементов. Ближнее к центру включение имеет в основном Al-Fe-Mg состав (шпинель?). Два других включения существенно "калиевые". Для более крупного из них характерна форма расплавного с выходом канала на поверхность кристалла. Оно представлено кислым расплавом, испытавшим существенную микродифференциацию (K и Si разобщены, а Al и Ca занимают лишь незначительные объемы по краю включения).

На рис. 27, II показано включение Ti-Fe состава. Отсутствие других примесей во включении позволяет отождествить его с ильменитом. Распределение U, Th, Hf, Y, P в кристалле равномерное.

Верхнее включение в следующем кристалле (см. рис. 27, III — микрокристалл ильменита с прилипшей каплей расплава (для нее характерен существенно Si-K-Al состав). Нижнее структурированное включение — в основном обломок Ca-Fe-Ti минерала (сфен?) (K, Al, Mg не установлены), также окруженный примазкой расплава.

Таким образом, цирконам гранодиоритов Владимирско-Кулевчинского массива присущи признаки, характерные для цирконов гипабиссальных гранитоидов. Специфику создают включения, как расплавные, так и обломки более ранних, чем циркон, минералов (шпинель, сфен?), округлая форма которых связана с частичным плавлением. Из признаков, свойственных цирконам абиссальных гранитоидов, отмечается лишь незначительная зональность в распределении Y. На основании всех этих данных Владимирско-Кулевчинский массив должен быть отнесен к мезоабиссальному (к гипабиссальному) уровню становления.

Краснинский массив входит в восточную гранодиорит-диоритовую ветвь магнитогорского комплекса и относится к гумбейскому комплексу ТГфт [120]. Тоналиты —



Р и с. 28. Состав цирконов гранитоидов Владимирско-Кулевчинского массива (профиль съемки — см. рис. 27, I)

преобладающие породы массива. Они часто содержат ксенолиты мелкозернистых роговообманковых кварцсодержащих диоритов и секутся телами биотит-роговообманковых гранодиоритов и адамеллитов. Микропегматитовые и мирмекитовые структуры гранитоидов характерны для мезоабиссальной фации глубинности.

Цирконы тоналитов Краснинского массива близки рассмотренным выше цирконам гранодиоритов Владимирско-Кулевчинского массива. Большинство примесей распределено по кристаллу равномерно и лишь для Y иногда проявляются значительные вариации (0–0,11%) содержаний. Разнообразны и обильные включения, закономерное положение которых подчеркивает их первичный характер (рис. 29, I, см. вкл.). Все они выделяются пониженными содержаниями Zr, U, Th, Hf, Y, P, S, Ti. Форма некоторых включений указывает на их обломочную природу. По сочетанию примесей включения могут быть разделены: 1, 2 — K-Al-Fe фазы (полевои шпат?); 3 — Ca-Al-K-Mg фаза (амфибол?); 4, 5 — Ca-Al-Fe фаза (гранат, пироксен?); 6 — гетерогенное включение (обломок мелкозернистой породы?) в основном Si-Ca-Fe-(K) состава. отождествление включений с тем или иным минералом ориентировочно, но приуроченность их к определенным зонам роста циркона очевидна. По-видимому, проявляется связь некоторых включений с породами субстрата, за счет которых возник расплав тоналитов. Этот вывод несколько усиливается данными по другим включениям. Крупное включение следующего кристалла (см. рис. 29, II) представлено практически чистым кремнеземом, т.е. оно связано с захватом осколка кварца. Расплавное включение другого кристалла отвечает, по-видимому, захвату более основной (лишь со следами K) порции расплава (см. рис. 29, III). Включение с высоким удлинением (см. рис. 29, IV), четкими границами и существенно Fe-Al-Mg составом может быть представлено шпинелью, захваченной из расплава в начале роста циркона. Состав этого включения резко отличается от состава подобных по форме удлинённых включений цирконов кварцевых диоритов Акганского массива (см. рис. 25, V).

Разнообразие включений, признаки их микродифференциации, равномерное распределение и низкое содержание элементов-примесей в цирконах в большей мере отвечают гипабиссальному уровню образования тоналитов Краснинского массива. При этом их тоналит-гранодиоритовая специфика, как и во Владимирско-Кулевчинском массиве, определяется сосуществованием как расплавных включений, так и представленных фрагментами доцирконовых минералов (или их парагенезисов). Последнее свидетельствует об отсутствии гомогенного расплава во время кристаллизации цирконов. По-видимому, речь должна идти о гетерогенной по фазовому составу субстанции, состоящей из мобильной собственно расплавной части и взвеси твердых частиц, представляющих реликтовый материал субстрата.

В качестве своеобразного применения цирконовой методики для расчленения гранитоидов рассмотрим цирконы из гранодиоритов Нижне-Санарского массива. Его фациально-формационная природа в литературе не обсуждалась; имеется лишь краткая геологическая информация о строении массива и о включении его в состав нижне-среднепалеозойского комплекса интрузий [80]. Массив сложен в основном гранодиоритами с характерным порфировидным строением, обусловленным крупными выделениями роговой обманки. Описаны признаки дробления и перекристаллизации зерен кварца; в краевых частях массива встречаются полосчатые и гнейсовидные разности. С запада массив имеет тектонический контакт с нижнекембрийскими отложениями, а с востока — интрузивный с метаморфитами докембрия.

Об особенностях цирконов можно судить по рис. 30, I (см. вкл.). Обращают на себя внимание развитые дипирамиды (311), гладкие блестящие поверхности граней со слабым проявлением слоевого роста, округлость ребер, дробление и залечивание трещин. Заметна обогащенность некоторых зон U, Hf, Y, P, Fe, отчасти Th, что в целом соответствует слабому проявлению прямой геохимической зональности.

Полости трещин заполнены Fe-Mg-Al-K фазой (биотит?). "Расслоением" по зональности обусловлено появление резких минимумов в распределении ряда элементов (зона 15—25 мкм, рис. 31, а). Концентрация U и Pb в зоне трещины (см. рис. 31, поле I) меньше фоновой, распределение их противозапно, т. е. подобные вторичные включения, несомненно, приведут к получению дискордантных возрастных значений.

На основании изучения оптической и геохимической гетерогенности цирконов гранодиориты Нижне-Санарского массива должны быть отнесены к абиссальной фации глубинности.

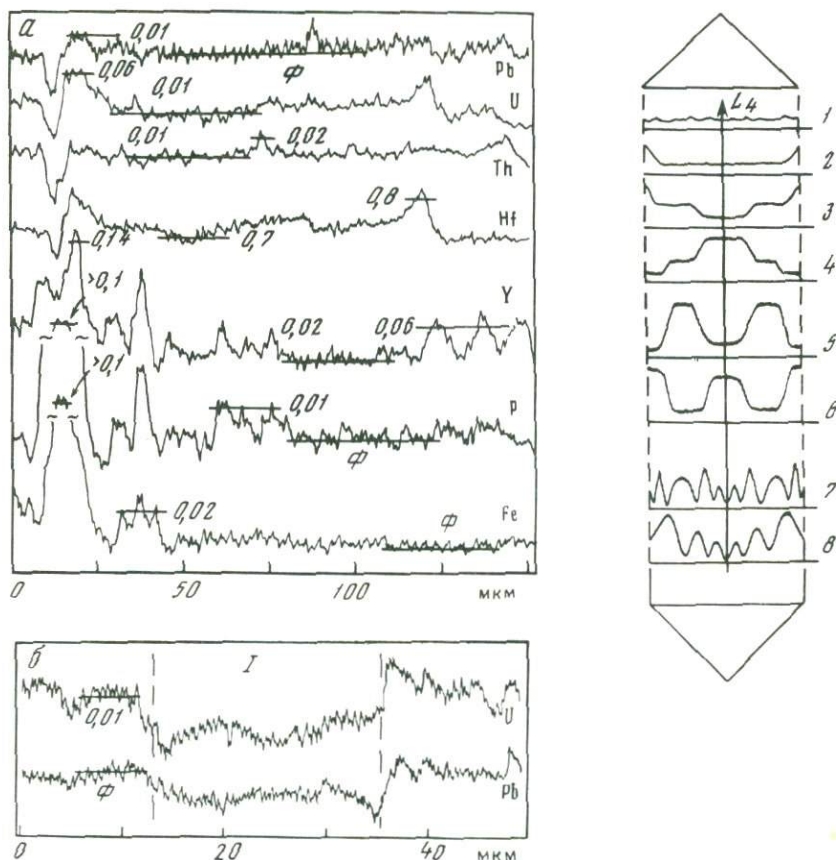
Следующий пример применения цирконовой методики относится к мелкозернистым роговообманковым диоритам Степнинского массива. По петрологическим данным [120], это ранние члены умеренно водной гомодромной серии гранитоидов адамелит-гранитного формационного типа (АГфт) мезоабиссальной фации глубинности. Отмечаются неустойчивый состав диоритов, насыщенность породообразующих минералов включениями. Предполагается магматическое происхождение диоритов.

Могут быть выделены два типа включений в цирконах. Первый тип (см. рис. 30, II) — расплавные включения с отчетливой микродифференциацией (сверху вниз выделяют фазы, существенно обогащенные Fe, K и Al, Si). Обращают на себя внимание резкие границы самой верхней части включения, определенные по оптическим данным и по заполняющему материалу (практически чистое Fe!). Периферическая каемка включения также четко обособлена благодаря повышенной концентрации Fe. По-видимому, рассматриваемое включение, несомненно, первичное и расплавное, оно, помимо обычной микродифференциации с разделением породообразующих элементов, подвергалось ликвации с обособлением железосодержащей фазы и силикатного остатка. Этому способствовали изоляция расплава-включения в цирконовой "ампуле" и равномерное, медленное остывание в стационарных условиях.

Во втором кристалле (см. рис. 30, III) верхнее включение — апатит, нижнее — высокотитанистая роговая обманка (?). Отчетлива первичная природа включений, представленных не только породообразующими, но и аксессуарными минералами. Расплавный характер включений (см. рис. 30, II) свидетельствует не только о магматическом генезисе диоритов, но и об отсутствии гомогенного магматического расплава. Зональности в распределении редких и рассеянных элементов не установлено. В целом можно предполагать гип- или мезоабиссальный уровень образования диоритов.

Цирконы — индикаторы фациально-формационной принадлежности гранитоидов. Облик кристаллов, гранная скульптура, особенности зональности—секториальности, тип, состав и распространенность включений определяются условиями кристаллизации гранитоидов, а их геохимические специализация и гетерогенность связаны с составом исходных магм (субстратом).

В табл. 5 обобщены основные данные по минералого-химическим особенностям цирконов гранитоидов. Учтены лишь главные признаки, обусловленные в первую очередь фацией глубинности гранитоидов, т. е. условиями цирконообразования. Естественно, что в природе наблюдаются и все "промежуточные" варианты, причем наиболее отчетливо они проявляются у цирконов гранитоидов АГфт и ТГфт мезоабиссального уровня становления.



Р и с. 31. Состав цирконов гранитоидов Нижне-Санарского массива (а, б — профили съемки, см. рис. 30, I, А, Б)

Р и с. 32. Варианты микрохимической гетерогенности цирконов гранитоидов

В дополнение к табл. 5 отметим следующее. Среди цирконов II довольно часто встречаются сростки кристаллов. Развитие граней острой дипирамиды в сочетании с другими формами и некоторая сглаженность ребер придают кристаллам своеобразную "округлость", которую ни в коем случае нельзя путать с окатанностью.

Зональность—секториальность цирконов I встречаются лишь у самых поздних генераций цирконов (постмагматических) и сопряжены обычно с завершающими гранитоидными сериями образованиями (щелочными гранитами, аляскитами).

Игольчатые включения в цирконах I имеют различное происхождение, фазовый состав и ориентировку. Некоторым из них присуще переменное сечение, признаки расщуровки, коррозии или дробления; они могут "пронизывать" кристалл целиком, образовывать каркасы. В отдельных случаях прослеживается переход игольчатых включений в тончайшие трещины.

Все включения оказывают искажающее ("разубоживающее") влияние на возрастную информативность цирконов; последнее усугубляется вероятным захватом нерадиогенного свинца.

Большинство цирконов гранитоидов I характеризуется незначительным содержанием и равномерным распределением U, Th, Pb, Hf, V, P, Fe (рис. 32, 1). Для некоторых кристаллов наблюдается возрастание отдельных примесей (Hf, Th) в периферических частях (см. рис. 32, 2), а также слабо выраженное инверсионное распределение U, Th, Y с переходом через минимум (см. рис. 32, 6).

Таблица 5. Сравнительная характеристика цирконов гранитоидов различных фаций глубинности

Свойства цирконов	Гипабиссальная (I)	Абиссальная (II)
Облик, формы	Короткопризматический, призматический; идиоморфный; (111), (110), реже (100), (221)	Призматический копьевидный; идиоморфный — субидиоморфный; (311), (110), (100), слабо (111)
Однородность	От одной до трех генераций, иногда в пределах одного кристалла; генерации однородны	Одна генерация; в подчиненном количестве — реликтовая (ядра) и постмагматическая (корочки)
Зональность	От незональных обычно до грубоzonальных (из "толстых" слоев), секториальных	Распространена — типоморфный признак; от "идеальной" до резко асимметричной
Включения	Обильны — типоморфный признак. Изометричные, удлинённые, игольчатые; твердофазные, гетерогенные, "полюе"; расплавленные, вторичные	Не характерны
Микро-рельеф	Развит; ступени, толстые слои, спираль, блочность, "плоская" секториальность; фигуры травления, муар растворения	Слабо выражен: тонкие гладкие слои роста, единичные фигуры растворения
Микрогеохимические особенности	В пределах генераций — распределение примесей равномерное; для сосуществующих генераций — инверсионное	Геохимическая гетерогенность типоморфна, обусловлена сочетанием прямой—обратной зональности, присутствием ядер

Содержание примесей в цирконах из высокотемпературных гранитов АГфт по сравнению с цирконами гранитов ГГфт возрастает в 5–10 раз. Отчетливо проявляются прямая геохимическая зональность (см. рис. 32, 3) и инверсионное распределение с переходом через максимум (см. рис. 32, 5). В случае срастания промежуточной—заключительной генераций цирконов I для одних элементов (U, Th) реализуется вариант обратной геохимической зональности (см. рис. 32, 4), для других (Y, P) — резко выраженный инверсионный (см. рис. 32, 6). При этом некоторые элементы (Hf) могут сохранять равномерное распределение, или их количество монотонно (в 2–3 раза) возрастает к краевым зонам кристаллов.

У цирконов II наблюдается отчетливая корреляция зональности с геохимической гетерогенностью. Последняя в связи с характерной ритмичностью может быть определена как геохимическая зональность (зонарность) (см. рис. 32, 7). Амплитуда пиков и их повторяемость для различных элементов могут не совпадать. Сочетание вариантов геохимической гетерогенности с геохимической зонарностью (например, тип 8, см. рис. 32, 8, что обусловлено суммированием случаев 2 или 3 с 7) является характернейшим признаком цирконов II. Наиболее ярко это проявляется в распределении Y и P (первичная ксенотимизация), в меньшей мере — U, Th, Ce, Yb.

При сопоставлении цирконов I и II (см. табл. 5) можно считать, что последовательные, порой разрозненные генерации первых (отвечающих плато на кривых 3–6, см. рис. 32) сосуществуют в виде сменяющих друг друга зон от вторых, что в целом несет информацию о более длительной эволюции исходных расплавов. Дискретность состава отдельных зон, отражающая изменения среды кристаллизации в микрообъеме вокруг кристалла, в процессе дифференциации магм непрерывно и закономерно (плавно, скачком) эволюционирует, что служит важным основанием для выделения гомодромной последовательности гранитоидных серий.

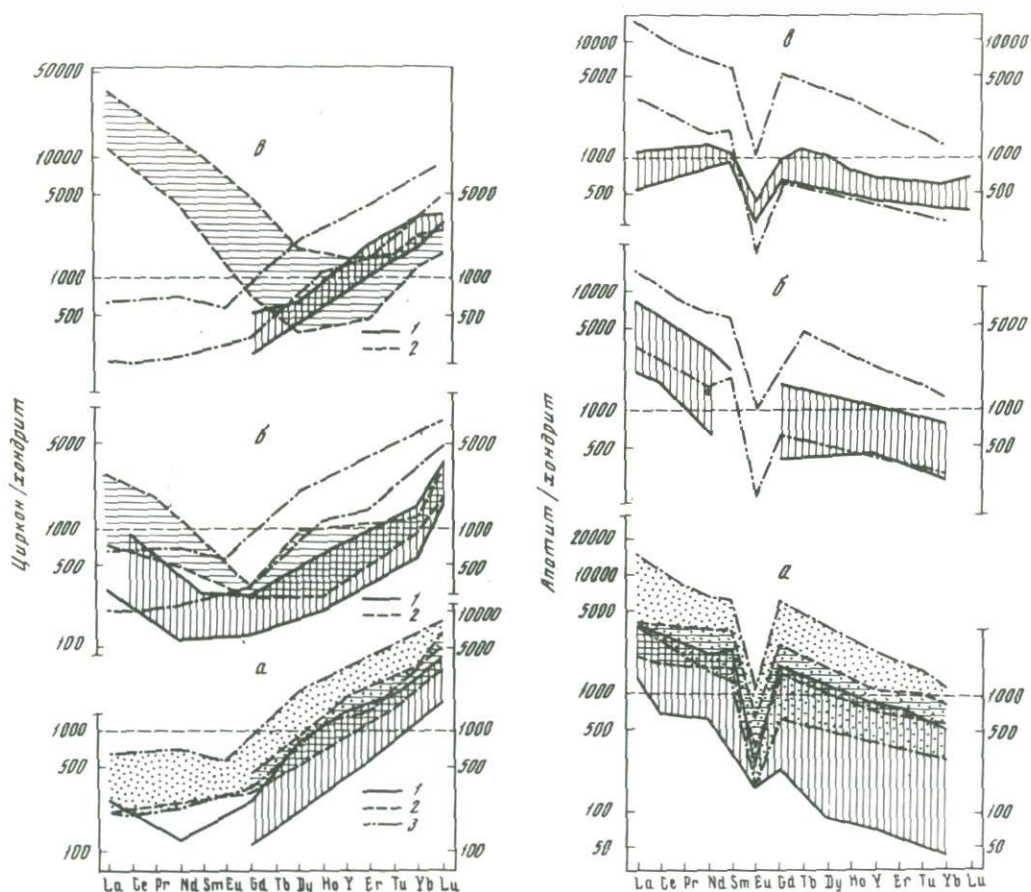
Цирконам гранитоидов ТГфт свойственны признаки, установленные у цирконов I и II. По сочетанию этих признаков определяется вероятная фация их глубинности. Принципиальная специфика цирконов ТГфт — включения ранних минералов, закономерно расположенных по зонам роста циркона и весьма непостоянных по составу (возможны кристаллиты шпинели, роговой обманки, ильменита, обломки мелкозернистой породы и др.). По-видимому, расплав, с которым связано появление тоналит-гранодиоритовой серии гранитоидов, был максимально (по сравнению с базальтоидным — для ГГфт и гранитным — для Гфт) насыщен твердой фазой, соответствующей релик-

товым образованиям субстрата. И фазовый состав (расплав — твердая взвесь), и физико-химическое состояние (отдаленное от эвтектического) такого расплава затрудняли образование "удлиненных" серий гранитоидов, которые бы оканчивались нормальными кислыми гранитами.

Геохимическая специализация цирконов из гранитоидов различных фацально-формационных типов рассматривается ниже на примере РЗЭ.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЗЭ В ЦИРКОНАХ И АПАТИТАХ ГРАНИТОИДОВ УРАЛА

Известно, что РЗЭ в породах и минералах давно и широко применяются для решения самых различных петрогенетических вопросов [5, 15, 78, 81, 124, 126, 139 и др.]. Получены конкретные результаты и по использованию РЗЭ в цирконах и апатитах для установления фацально-формационной природы гранитоидов [58, 122].

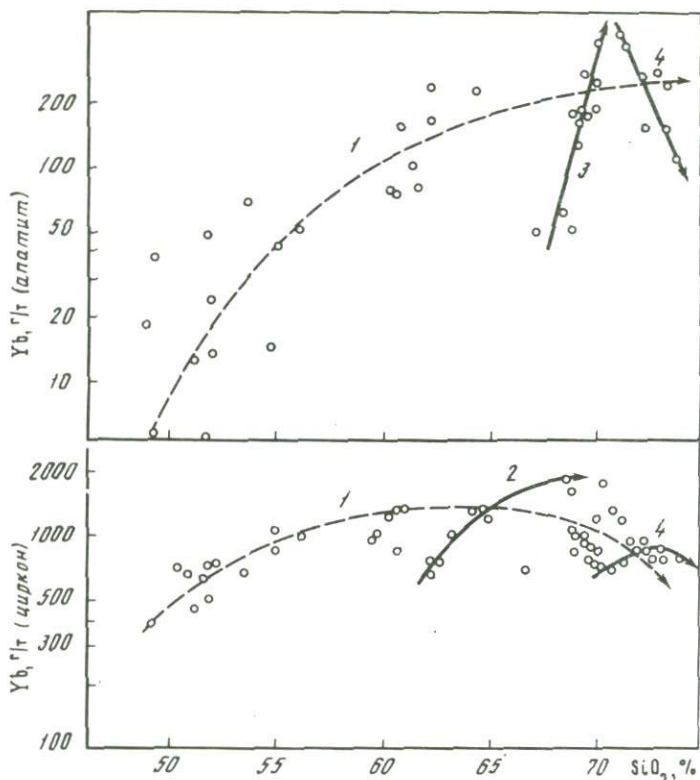


Р и с. 33. РЗЭ в цирконах из пород различных формационных типов

а — габбро-гранитного: 1 — габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, 2 — кварцевые диориты, сиениты, 3 (а — в) — граносиениты, граниты; б — адалмеллит-гранитного: 1 — адалмеллиты и гранодиориты, главная фаза, 2 — мелкозернистые аляскитовые граниты, вторая фаза; в — гранитного: 1 — средне-крупнозернистые биотитовые граниты, главная фаза, 2 — мелкозернистые граниты, вторая фаза; анализы минералов нормированы к среднему хондриту [5]

Р и с. 34. РЗЭ в апатитах

Условные обозначения те же, что и на рис. 33



Р и с. 35. Зависимость распределения иттербия в цирконах и апатитах от содержания SiO_2 в гранитоидах габбро-гранитного формационного типа

Тенденции: 1 — для всего типа; 2 — для Ершовского, Бриентского массивов; 3 — для Магнитогорского, Бриентского массивов; 4 — для Новоорского массива

Ниже кратко излагаются данные по затронутому вопросу, основанные на анализе значительного объема (около 250 определений РЗЭ в цирконах, апатитах, гранитоидах) информации. Вместо громоздких таблиц с аналитическим цифровым материалом приводятся усредненные графики, отражающие основные тенденции поведения РЗЭ в различных объектах.

Гранитоиды габбро-гранитного формационного типа. Цирконы гранитоидов ГГфт концентрируют преимущественно иттриевые земли, а апатиты — цериевые; доля группы La—Nd в последних обычно превышает 70–75%, а на долю группы Er—Lu в цирконах приходится от 40 до 80%.

Диапазон концентраций РЗЭ и Y (в цирконах — соответственно 1000–8000 и 900–10 000 г/т, в апатитах 2400–26 350 и 110–6000 г/т) определяется составом материнских пород (рис. 33, 34).

Цирконы и апатиты габбро-диоритов наиболее бедны РЗЭ: первые имеют существенно Gd—Lu состав лантаноидов, а вторые характеризуются преобладанием легких РЗЭ и слабой аномалией Eu ($\delta\text{Eu} = 0,5\text{--}0,6$). В цирконах и апатитах кварцевых диоритов, сиенитов и гранитов наблюдается пропорциональный рост содержаний РЗЭ и Y. Однако если в цирконах первых двух концентрируются только иттриевые лантаноиды (Gd—Lu), то в цирконах гранитов начинает более отчетливо проявляться группа La—Nd и спектр приобретает заметную V-образную форму; одновременно в апатитах гранитоидов возрастает дефицит Eu ($\delta\text{Eu} = 0,025\text{--}0,14$). Поля отмеченных групп пород (см. рис. 33, 34, а, 1–3) характеризуются перекрытием на фоне общей тенденции — роста концентраций РЗЭ и Y в направлении от более ранних (основных) к более поздним (кислым).

Указанная тенденция включает ряд частных особенностей. На примере некоторых массивов магнитогорского комплекса просматривается линейная зависимость составов

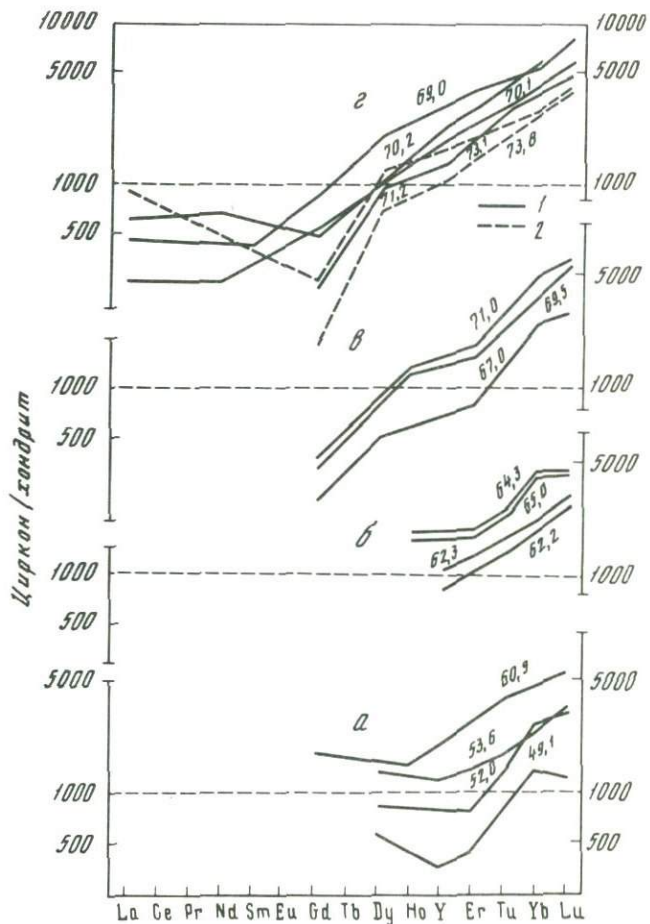


Рис. 36

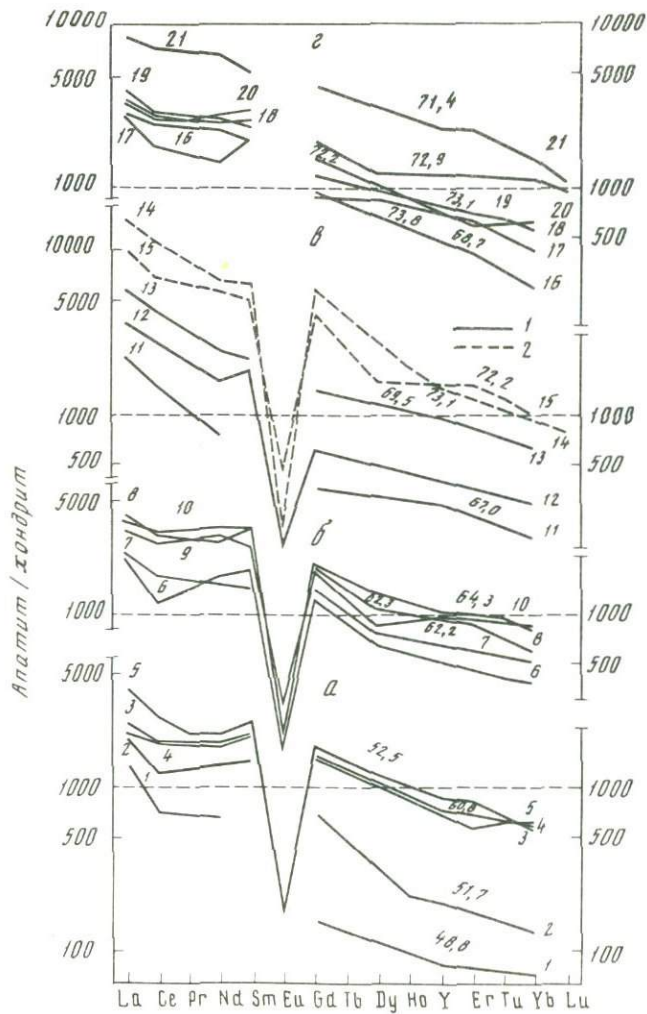


Рис. 37

РЗЭ цирконов и апатитов от содержания SiO_2 в породах. Ее прерывистый характер (рис. 35) обусловлен дискретными (по SiO_2) группами пород: габбро-диоритами (45–56% SiO_2), кварцевыми диоритами–сиенитами (58–65% SiO_2) и гранитами (> 68% SiO_2). При $\text{SiO}_2 > 70\%$ начинает проявляться инверсионное поведение лантаноидов, причем для апатитов инверсионный перегиб соответствует породам с содержанием 70–71% SiO_2 , а для цирконов он сдвинут в область пород с 69–70% SiO_2 . Инверсия характеризуется сочетанием двух противоположных тенденций: прямой — в Ершовском и Бриентском массивах и обратной — в Новоорском и большинстве других массивов. На фоне общего инверсионного поведения Yb в цирконах проявляются локальные сгущения точек, иногда с признаками закономерного распределения (см. рис. 35, 2, 4), отвечающие отдельным массивам. Поведение остальных лантаноидов (рис. 36, 37) подобно отмеченному для Yb; отчетливая положительная корреляция Y–Yb в цирконах несет важную информацию о формационной природе гранитоидов (рис. 38). К особенностям фракционирования РЗЭ в цирконах относится расширение спектра от Dy–Lu до полного при возрастании кремнекислотности пород, а в апатитах — относительное увеличение иттриевых земель и общего их содержания (см. рис. 35); последнее наиболее отчетливо проявляется в поведении La и Y (рис. 39). Преобладающий рост иттриевых РЗЭ и в апатитах габброидов–диоритов по мере возрастания количества SiO_2 в породах свидетельствует о росте кислотности среды; для более кислых пород наблюдается снижение этого эффекта (отношение Lu/Y меняется незначительно). Кроме того, известно [9], что увеличение содержания La и Y в апатитах параллельно росту кремнекислотности пород может служить признаком их комагматичности. Это иногда наглядно подтверждается и при сравнении различных фаций гранитоидов, принадлежащих одному массиву.

Инверсионный тип распределения РЗЭ и Y в цирконах и апатитах (см. рис. 35–37) согласуется с особенностями поведения РЗЭ при кристаллизации магм различного состава [5]. Ранний этап кристаллизационной дифференциации из-за низких величин коэффициентов распределения РЗЭ ($K_{\text{РЗЭ}} < 1$) породообразующих минералов способствует накоплению лантаноидов в породах последующих стадий образования (в данном случае — в гранитах с 68–70% SiO_2). В дальнейшем благодаря начавшейся интенсивной кристаллизации акцессорных минералов ($K_{\text{РЗЭ}} \geq 1$) остаточный расплав существенно обедняется РЗЭ. В итоге связанные с ним цирконы и апатиты также оказываются обедненными этими элементами, что неизбежно приводит к инверсии распределения. Подобные случаи с цирконами иллюстрировались на примере ирельского и раумидского комплексов (см. рис. 16, 17).

Зависимость распределения РЗЭ в цирконах и апатитах от условий образования гранитоидов показана и на рис. 39, 40. Заметно преимущественное обогащение Yb апатитов относительно парагенных им цирконов при дифференциации расплавов (соответствующий рост K_{Yb}^{a-u} от 0,01 до 0,53). Из этого следует, что становление габбро-гранитных серий происходило при значительном снижении (перепаде) температур, а крайне низкие значения K_{Yb}^{a-u} габброидов (менее 0,10) подтверждают высокотемпературный характер исходных габброидных расплавов, т. е. их глубинное (мантийное?) происхождение. Из двух трендов (см. рис. 40) правый (а, 2) отвечает более высоким температурам образования пород; примечательно, что массивы, объединенные этим трендом (Магнитогорский и др.), выделяются повышенными содержаниями Cl в апатитах [123] и продуктивны в отношении скарново-магнетитового оруденения.

Рис. 36. РЗЭ в цирконах гранитоидов габбро-гранитного формационного типа с вариантами прямой (а–в) и обратной (г) тенденций фракционирования

а — габбро-диориты Кассельского массива; б, в — сиениты, граносиениты: б — Ершовского, в — Магнитогорского массивов; г — граниты Бриентского (1) и Новоорского (2) массивов; цифры над кривыми — содержание SiO_2 (в %) в породах

Рис. 37. РЗЭ в апатитах гранитоидов габбро-гранитного формационного типа с вариантами прямой (а–в) и обратной (г) тенденций фракционирования

а — габбро и диориты Богдановского массива; б — сиениты, граносиениты Ершовского массива; в — граносиениты, граниты Магнитогорского (1) и Карабулакского (2) массивов; г — граниты Новоорского массива; цифры над кривыми — содержание SiO_2 (в %) в породах

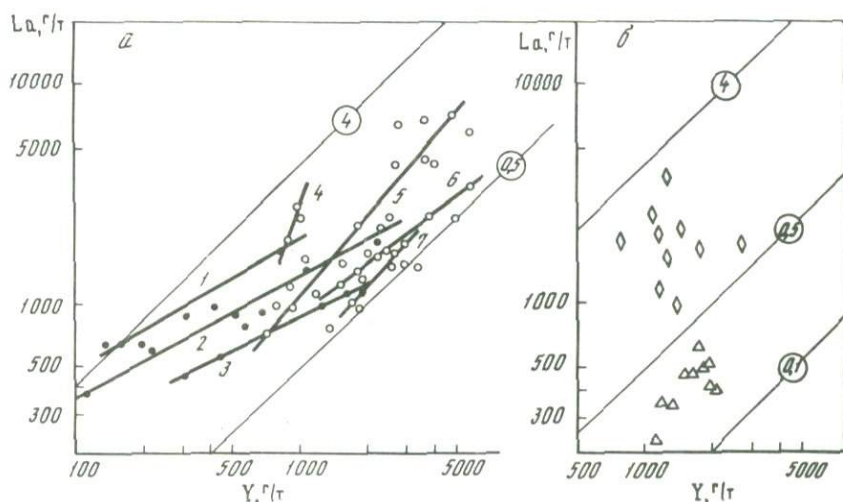
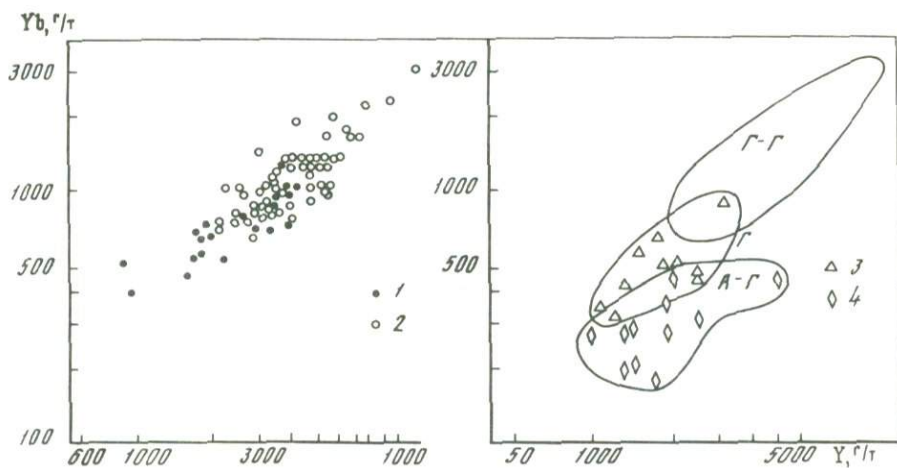


Рис. 38. Зависимость распределения иттербий—иттрий в цирконах габбро-гранитного (Г-Г) (1 — габбро-диориты, 2 — гранитоиды с $\text{SiO}_2 > 60\%$), амаеллит-гранитного (А-Г, 3) и гранитного (Г, 4) формационных типов

Рис. 39. Зависимость распределения лантан—иттрий в апатитах гранитоидов габбро-гранитного (а), амаеллит-гранитного (б) формационных типов

Апатиты габброидов (1 — Кассельский, 2 — Магнитогорский, Богдановский, 3 — Бриентский массивы) и гранитоидов (4 — Верхнеуральский, 5 — Бриентский, Карабулакский, 6 — Новоорский, 7 — Ершовский массивы); цифры в кружках — на линиях равных отношений параметров координат; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 38

Другими словами, редкоземельная специализация цирконов и апатитов приобретает при этом свойства индикатора, который может учитываться при выделении перспективных на поиски железа массивов гранитоидов.

Гранитоиды амаеллит-гранитного формационного типа. Специфические особенности распределения РЗЭ и Y в цирконах и апатитах гранитоидов АГфт заметны на рис. 33, 34. Цирконы имеют V-образные составы, концентрируя как мелкие (Yb, Lu), так и крупные (La, Ce) лантаноиды; для апатитов характерен резко фракционированный состав РЗЭ с существенным преобладанием (до 80–95%) группы La–Nd.

У цирконов АГфт слабее, чем у цирконов ГГфт, выражена селективность состава РЗЭ. Это обусловлено более низкими концентрациями группы Ga–Lu при повышенных содержаниях легких элементов. Так, например, содержания Yb в цирконах АГфт

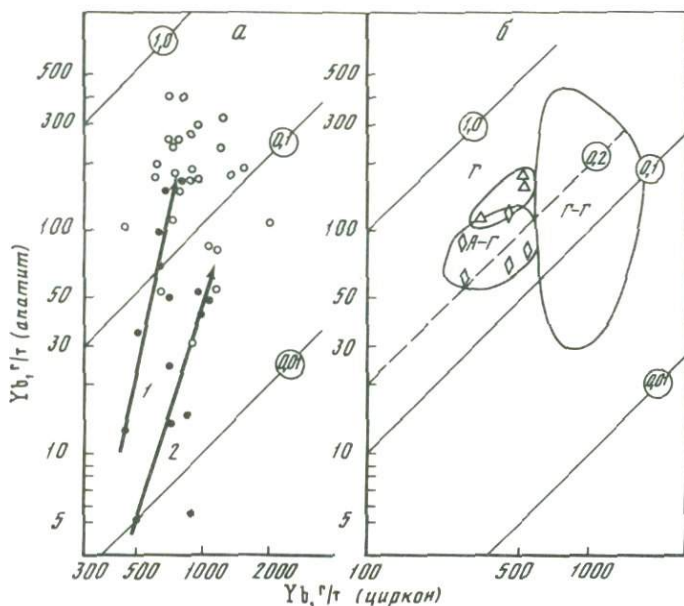


Рис. 40. Распределение иттербия в сосуществующих цирконах и апатитах гранитоидов габбро-гранитного (а), адамеллит-гранитного и гранитного (б) формационных типов

1, 2 — габброиды: 1 — Бриентского, Богдановского, 2 — Магнитогорского, Кассельского, Карабулакского массивов; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 38

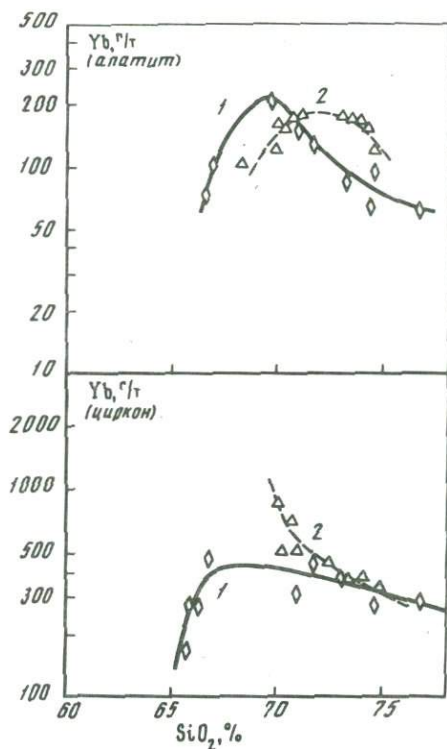
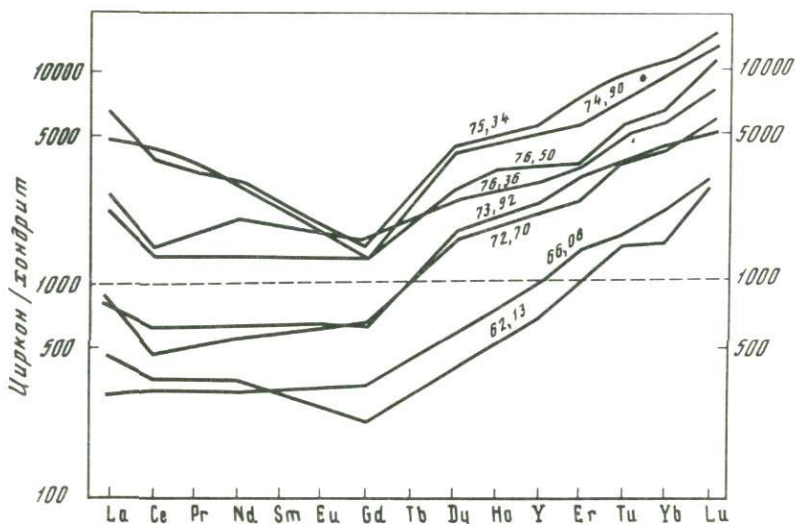


Рис. 41. Распределение иттербий в цирконах и апатитах— SiO_2 в гранитоидах адамеллит-гранитного (1) и гранитного (2) формационных типов

составляют 170–430 г/т, а в цирконах ГГфт из пород близкого состава — 700–1800 г/т. Разнятся они как по содержанию Y, так и по Yb/Y соотношению (см. рис. 38). Можно выделить два преобладающих типа составов РЗЭ, характеризующих цирконы двух фациальных групп гранитоидов АГфт. Цирконы гранодиоритов и адамеллитов первой фазы имеют пониженные концентрации РЗЭ с отчетливым преобладанием иттриевых



Р и с. 42. Фракционирование PЗЭ в цирконах Борлинского массива; цифры — содержание SiO_2 (в %) в гранитоидах

земель (см. рис. 33), а цирконы гранитов второй фазы, будучи близки первым по содержанию тяжелых лантаноидов (Yb, Lu), выделяются повышенными содержаниями промежуточных и особенно легких лантаноидов. В координатах Yb (в цирконах) — SiO_2 (в породах) (рис. 41) проявляется инверсионный тип распределения, который, как и в случае с цирконом ГГфт, отвечает тенденции общей эволюции PЗЭ при кристаллизации расплавов. Специфика цирконов АГфт заключается в том, что цериевые PЗЭ (La, Ce и др.) не подвержены инверсии распределения, т. е. их накопление идет параллельно возрастанию количества SiO_2 в породах. В результате цирконы наиболее кремнекислых гранитоидов имеют существенно La-Nd составы PЗЭ. По-видимому, это обусловлено поведением щелочей (особенно K), которые во многом определяют миграцию легких лантаноидов [58].

Апатиты АГфт во многом подобны апатитам ГГфт по распределению PЗЭ (см. рис. 34, 39). Перегиб, вызванный инверсионным распределением Yb, как и в апатитах ГГфт, у них сдвинут относительно цирконов в область более кремнекислых гранитов (см. рис. 41).

Распределение Yb между сосуществующими апатитами и цирконами АГфт (см. рис. 40), сопоставленное с таковым для ГГфт, свидетельствует о большем постоянстве у них концентрации Yb и значений $K_{\text{Yb}}^{\text{a-u}}$ (0,15–0,35), что объясняется отсутствием значительных температурных перепадов при кристаллизации гранитоидов АГфт. Исходя из специфики распределения PЗЭ, некоторые гранитоидные массивы АГфт (Восточно-Кайрактинский, Акбулакский, Белькопинский) могут быть отнесены к коровым образованиям, что обусловлено приуроченностью их к зонам с хорошо развитой континентальной корой. В противоположность этому в фемических вулканогенных зонах, заканчивающих свое развитие интрузиями ГГфт, подобные массивы АГфт отсутствуют.

Особое место среди гранитоидов АГфт занимает Борлинский массив, цирконы которого детально исследованы на микрозонде и описаны выше. Специфика цирконов не ограничивается сказанным. Они имеют очень высокие содержания лантаноидов, полные спектры, в том числе типичной V-образной формы (рис. 42). Сравнив эволюцию PЗЭ с возрастанием SiO_2 в породах, нетрудно заметить инверсионную тенденцию, приходящуюся на наиболее кремнекислые разности гранитов.

Апатиты гранитоидов Борлинского массива выделяются высокими концентрациями PЗЭ и устойчивым спектром с заметным преобладанием цериевых земель (La–Nd = 75–84%, La/Yb = 15–17, La/Y = 1,0), количество которых несколько увеличится от диоритов к гранитам.

При сопоставлении с другими массивами АГфт у Борлинского заметны специфические особенности. Прежде всего это касается редкоземельной специализации цирко-

нов, которая весьма близка таковой для цирконов ГГфт. О подобном сходстве свидетельствуют и данные микрозондовых исследований. Это служит основанием для выделения среди гранитоидов АГфт подтипа, отвечающего мантийной (в отличие от коровой) природе исходного расплава. Помимо Борлинского, к этому подтипу может быть отнесен Шотинский массив.

Из рассмотренных данных следует вывод о наличии среди АГфт двух подтипов, производных коровых и мантийных магм. Различия фиксируются главным образом в распределении РЗЭ в цирконах, а апатиты обоих подтипов близки апатитам гранитоидов ГГфт.

Гранитоиды гранитного формационного типа. Цирконы гранитов Гфт выделяются низкими и выдержанными концентрациями иттриевых лантаноидов при значительных вариациях цериевых. Содержания последних резко увеличиваются от цирконов гранитов ранних фаз к более поздним (см. рис. 33). Концентрация группы Lu—Dy в поздних цирконах обнаруживает линейную зависимость от ионных радиусов. Отношения Yb/Y в цирконах гранитов Гфт подобны установленным для ГГфт (~30), однако содержания этих элементов значительно ниже (см. рис. 38).

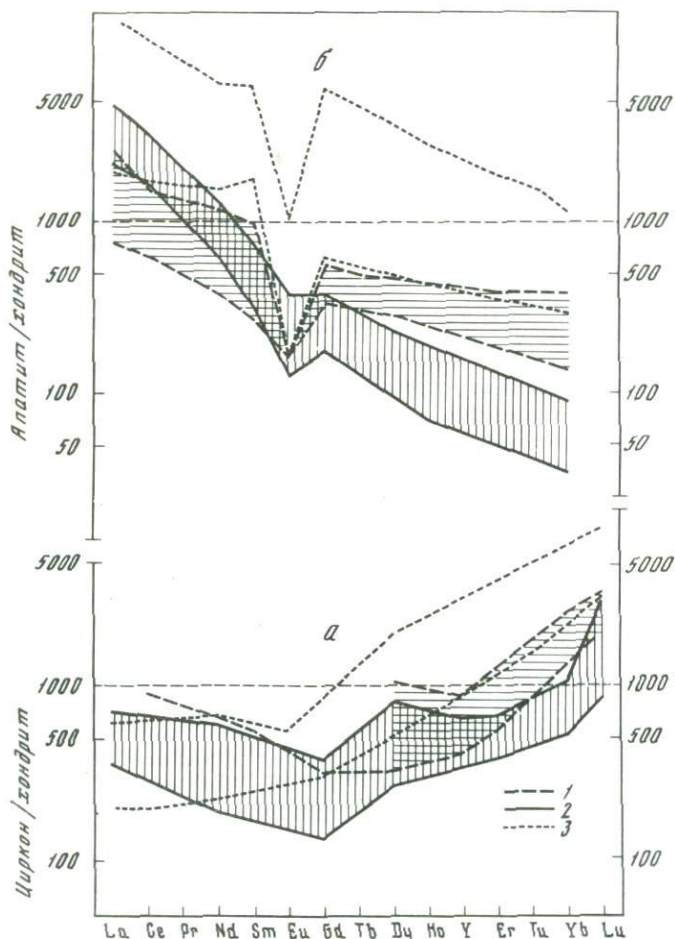
Апатиты имеют комплексный состав лантаноидов (см. рис. 34), что отличает их от богатых цериевыми землями апатитов гранитоидов вулканической ассоциации. Кроме того, в них обнаруживается значительная концентрация промежуточных лантаноидов и значительная аномалия Eu ($\delta Eu = 0,20-0,50$). Выдержанность составов и содержания РЗЭ и Y (соответственно 3000—5000 и 1000—2500 г/т) при пониженном количестве La (200—600 г/т против 100—25000 г/т в апатитах АГфт и 900—7000 г/т в апатитах ГГфт) создает их характерную геохимическую специфику среди апатитов других гранитоидов, а низкие La/Y отношения (см. рис. 39) сближают их с апатитами метаморфитов амфиболитовой фации. Поведение РЗЭ в апатитах при эволюции гранитного расплава иллюстрируется на примере Yb (см. рис. 41). Инверсионное распределение не исключается, если основные разности ($SiO_2 < 70\%$) гранитоидов рассматривать в рамках генетического единства с кислыми производными, как это было отмечено для Челябинского массива. Заметная аналогия в снижении концентрации Yb в "поздних" апатитах и цирконах (см. рис. 41) и выдержанность K_{Yb}^{a-u} (0,3—0,4) свидетельствуют о их равновесности при кристаллизации остаточных расплавов в условиях, близких изотермическим, и при минимальной температуре.

Для коровых гранитоидов Гфт заметен характерный сдвиг относительно мантийных гранитоидов ГГфт в область более низких концентраций Yb в цирконах (см. рис. 40), которая, в свою очередь, соответствует концентрациям этого элемента в цирконах корового подтипа гранитоидов АГфт.

Гранитоиды тоналит-гранодиоритового формационного типа. По распределению РЗЭ в цирконах и апатитах среди массивов ГГфт целесообразно выделить два подтипа (А, В), каждый из которых характеризуется определенными закономерностями изменений содержания и спектров лантаноидов (рис. 43—45).

Подтип А наиболее четко проявляется на примере цирконов и апатитов Краснинского и Ащевутакского массивов; к этому подтипу могут быть отнесены также Можаровский, Иссиргужинский, Россыпьянский, Мусогатский и Тоймакский массивы. Для цирконов этого подтипа характерен Dy—Lu спектр лантаноидов, иногда с незначительными концентрациями легких РЗЭ; апатиты отличаются слабым концентрированием легких элементов (La—Nd = 75—85%; La/Y = 0,5—2,5) и близки апатитам некоторых гранитоидов ГГфт и АГфт.

Подтип В объединяет Бурановский, Гумбейский, Кедровский, Степнинский, Петуховский массивы. Цирконы этого подтипа имеют слабо выраженный V-образный спектр лантаноидов при пониженных относительно цирконов А концентрациях иттриевых земель, а апатиты — более отчетливое фракционирование цериевой группы (La—Nb = 85—99%; La/Y = 2,5—10). Кроме того, апатиты подтипов А и В существенно разнятся по содержанию La, а цирконы — по величине Yb/Y отношения (см. рис. 44). При близких и выдержанных значениях K_{Yb}^{a-u} (0,04—0,13) подтипы существенно различаются по концентрациям и поведению Yb при дифференциации расплавов (рис. 46, 47). Для подтипа А характерны более высокие концентрации Yb в минералах и преобладающая положительная корреляция с SiO_2 в породах. В цирконах и апатитах Краснинского массива она носит линейно-прерывистый характер и, как в случае с ГГфт, сопряжена с дискретными по кремнезему группами пород. В то же время для цирконов и апати-



Р и с. 43. РЗЭ в цирконах (а) и апатитах (б) гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа

Подтипы: 1 — А, 2 — В, 3 — граносиениты, граниты габбро-гранитного формационного типа

тов подтипа В заметно некоторое снижение концентраций Yb с ростом содержаний SiO_2 в породах, в связи с чем цирконы и апатиты наиболее кремнекислых гранитоидов обоих подтипов имеют и наиболее полярные составы РЗЭ (см. рис. 47).

Рассмотренные особенности составов цирконов и апатитов отражают общие закономерности тоналит-гранодиоритового (андезитового) магматизма на Урале. Первый подтип гранитоидов (А) по распределению Yb в цирконах имеет явные черты сходства с мантийными (базальтовыми) гранитоидами ГГфт, а второй (В) — с коровыми гранитоидами Гфт. В некоторых крупных массивах ТГфт (Верх-Исетском, Домбаровском) представлены разновидности пород, которые по распределению лантаноидов в цирконах и апатитах соответствуют обоим подтипам, т. е. характеризуют формационный тип в целом. По-видимому, это служит признаком завершения цикла тоналит-гранодиоритового магматизма при непрерывном возрастании щелочности. Подтверждается такое предположение увеличением доли легких РЗЭ в апатитах: высокоцериевые апатиты подтипа В в "чистом" виде встречаются лишь в самых поздних гранитоидах тоналит-гранодиоритовых серий пород (Степнинский массив). Альтернативная точка зрения допускает гибридное происхождение диоритов-гранодиоритов за счет раскристаллизации гибридных магм. Резюмируя сказанное, следует признать, что природа гетерогенных тоналит-гранодиоритовых серий Урала расшифрована недостаточно убедительно.

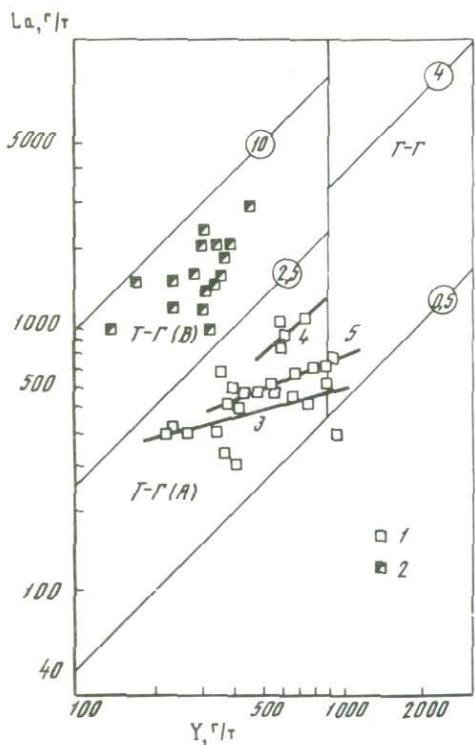


Рис. 44

Рис. 44. Распределение лантан—иттрий в апатитах гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа

1 — подтип Т-Г (А) (Краснинский, Ачебутакский массивы); 2 — Т-Г (В) (Бурановский, Гумбейский массивы); 3 — диориты; 4 — кварцевые диориты, тоналиты; 5 — гранодиориты Краснинского массива; Г-Г — поле габбро-гранитного типа; цифры в кружках — линии равных отношений La/Y

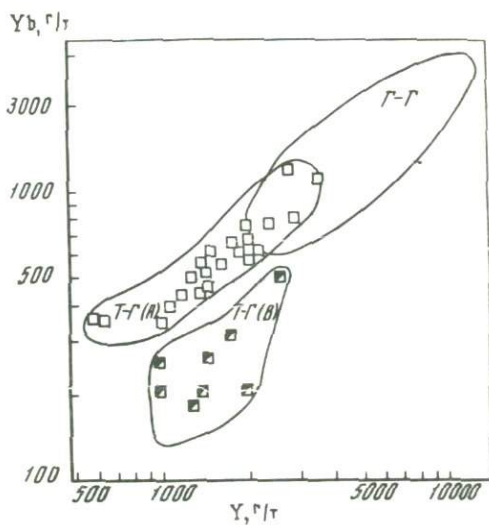


Рис. 45

Рис. 45. Распределение иттербий—иттрий в цирконах гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа

Условные обозначения те же, что и на рис. 44

Рис. 46. Распределение иттербия в сосуществующих цирконах и апатитах гранитоидов тоналит-гранодиоритового формационного типа

Условные обозначения те же, что и на рис. 44

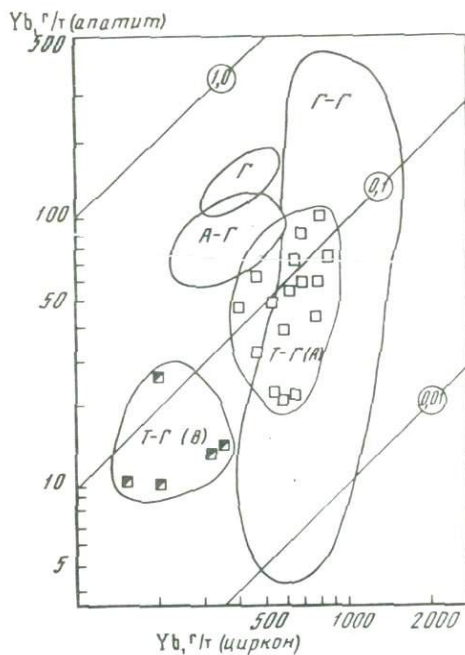
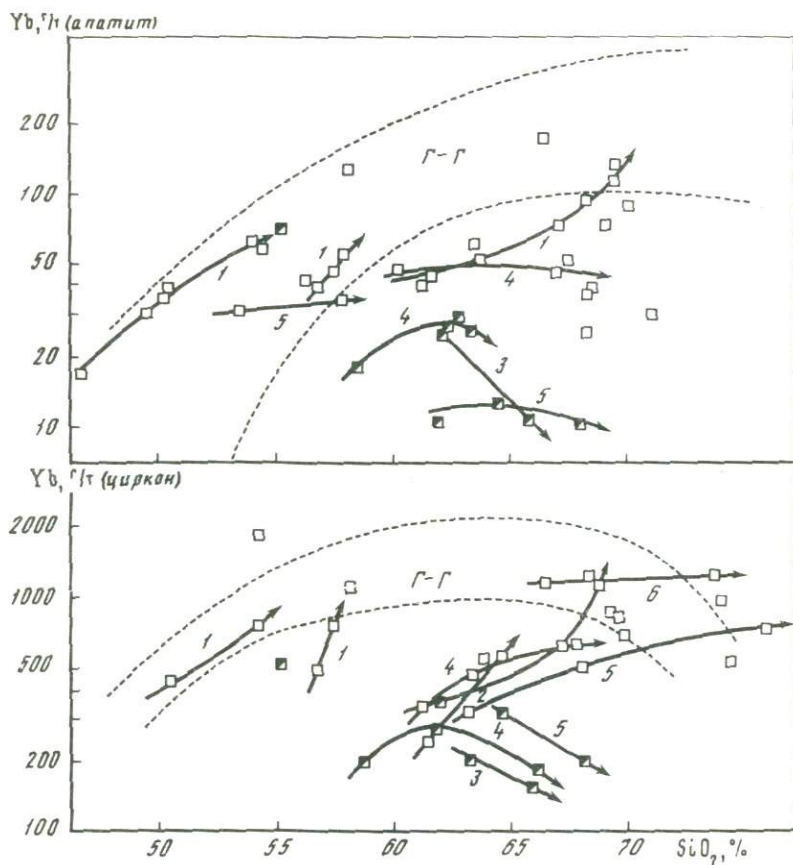


Рис. 46



Р и с. 47. Распределение иттербий в цирконах и апатитах— SiO_2 в гранитоидах тоналит-гранодиоритового формационного типа

Массивы: 1 — Краснинский, 2 — Ащевутаковский, 3 — Бурановский, 4 — Домбаровский, 5 — Кибачинский, 6 — Иссиргужинский; пунктирными линиями околнурена область составов габбро-гранитного (Г—Г) формационного типа; остальные условные обозначения те же, что и на рис. 44

тельно. Существуют противоречивые суждения и о происхождении некоторых гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия, как это уже отмечалось на примере Челябинского массива. Микрозондовые исследования цирконов из всего набора гранитоидов этого массива указывают на их генетическое единство. Зависимость концентрации Yb в цирконах и апатитах Челябинского массива от SiO_2 гранитоидов с инверсией при 68–70% SiO_2 допускает приемственность кислых дифференциатов от предшествующих основных. Отсюда абиссальная природа гранитов может быть "перенесена" на все породы массива, и тогда подтверждается вывод о принадлежности Челябинского массива во всем объеме слагающих его гранитоидов к Гфт. Аналогичная ситуация, по-видимому, характерна для гранитоидов Суундукского и Нижне-Санарского массивов.

При анализе редкоземельной специализации цирконов и апатитов влияние состава гранитоидов учитывалось лишь в общем виде. Подобное сопоставление имеет реальную вещественную основу, учитывающую распределение РЗЭ в гранитоидах (рис. 48). Как видно, коровые (К) гранитоиды Гфт обособляются от мантийных (М) гранитоидов Гфт вследствие пониженных содержаний Yb, что соответствует известным выводам об относительно большей распространенности тяжелых лантаноидов в мантийных источниках. Содержание La и величина La/Yb отношения при этом характеризуют степень дифференцированности при формировании гранитоидных серий (см. рис. 48, 1–3). Распределение гранитоидов ТГфт и АГфт подтверждает их сложную природу

и возможность существования в каждом производных корового и мантийного гранитообразования.

На рис. 49 суммированы данные по распределению Yb в сосуществующих цирконах и апатитах гранитоидов Урала. Граничные значения K_{Yb}^{a-u} соответствуют наиболее типичным представителям (массивам) каждого формационного типа. Гранитоидам ГГфт свойствен максимальный разброс значений K_{Yb}^{a-u} (0,01–0,60), свидетельствующий о ведущей роли кристаллизационной дифференциации вещества и становлении гранитоидов при значительном перепаде температур. Состав цирконов в большей мере характеризует природу субстрата (сравн. с рис. 48), что также позволяет выделить поля коровых и мантийных гранитоидов. Наиболее вероятной границей их раздела можно считать минимальные содержания Yb в цирконах ГГфт, возрастающие с ростом кремнекислотности пород, и максимальные — в цирконах гранитов Гфт.

В составе АГфт и ТГфт выделены коровые и мантийные подтипы гранитоидов. К первым отнесены балаталдыкский комплекс АГфт, Новобурановский и Мариновский массивы ТГфт, ко вторым — борлинский комплекс АГфт, Краснинский, Можаровский, Рассыпнянский массивы ТГфт. В крупных массивах (Верх-Исетском, Домбаровском и др.) наблюдается совмещение подтипов, что указывает на гетерогенную природу этих массивов при явном преобладании коровых производных.

Таким образом, анализ РЗЭ в цирконах и апатитах подтверждает выделение двух основных типов гранитообразования, связанных с эволюцией коровых и мантийных расплавов. Первый тип проявляется преимущественно в пределах базитовых эвгеосинклинальных зон Урала и представлен непрерывно-дифференцированными габбро-гранитными и диорит-гранитными сериями. Второй тип характеризует последовательное и дискретное (на стадиях генерации расплавов) формирование гранитоидов (от диоритов к гранитам) в пределах сиалических поднятий Урала (Восточно-Уральского Зауральского, Восточно-Мугоджарского). В наиболее полном объеме такой тип гранитообразования представлен в Челябинском и Суундукском массивах.

Глава III

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ МЕТАМОРФИТОВ

Горные породы с минеральными ассоциациями гранулитовой фации метаморфизма (гранулиты) и изофациальные им чарнокитоиды слагают значительный объем кристаллического фундамента платформ и встречаются иногда в складчатых поясах неогена в виде обособленных микроконтинентов (глыб, тектонических клиньев). Решение проблемы их генезиса, которая многие годы оживленно дискутируется, в значительной мере обусловлено изучением цирконов, особенностями строения и состав которых отражают условия формирования гранулитовых комплексов.

При исследовании цирконов гранулитов неизбежно возникает потребность в ответах на многие вопросы, из которых главными являются: 1) происхождение и значение их округлого облика; 2) степень однородности (гомогенности) — минералогической, геохимической, геохронологической. Другими словами, какую информацию о природе и возрасте субстрата способны сохранить цирконы при гранулитовом метаморфизме и каким образом она может быть извлечена?

Для пояснения сказанного рассмотрим несколько примеров. В.В. Ляхович [75] справедливо заметил, что о природе субстрата гранулитов и чарнокитов можно судить по реликтовым минералам, включая циркон. Он подчеркнул своеобразие форм цирконов гранулитов, которое заключается в окатанности (?) призматических кристаллов, наличии шарообразных зерен и их сростков. Обилие окатанных зерен автор использует как показатель первично-осадочной природы гранулитов, т.е. понятию "окатанность" было придано генетическое значение. В то же время было отмечено, что наличие шарообразных зерен (он их противопоставляет окатанным) нельзя объяснить окатыванием, и это весьма затрудняет решение вопроса о происхождении наблюдаемых форм кристаллов. Г.Д. Дамаскина [28] в гранитоидах гранулитовой фации Алда-

на выделила три типа цирконов: шаро-, яйцевидные и призматические. Для первых двух разновидностей предполагается либо рост в стесненных условиях, либо коррозия габбровых или диоритовых исходных цирконов. Ведущую роль в появлении округлых цирконов отводили и растворению [107] и окатыванию [113], причем в последнем случае этому придавалось решающее значение при интерпретации возрастных данных. Кроме того, в [113] постулировалось, что цирконы, испытавшие воздействие гранулитового метаморфизма, должны испытать полную перекристаллизацию, т.е. потерять всякую информацию о предшествующих событиях. При установлении генезиса чарнокитоидов [128] были выделены хорошо округленные, неправильно округленные и другие формы цирконов; предполагалось участие истирания (матовые, шероховатые, с механическими повреждениями и шрамами поверхности), растворения и регенерации (границы блестящие, с залитыми и залеченными неровностями, мелкобугорчатые, с кавернами, ямками, штрихами роста и т.п.) в образовании различного облика цирконов. К сожалению, при этом не было приведено ни одного конкретного примера, который бы позволил отличить рельеф истирания от рельефа роста или растворения. Наиболее последовательным сторонником происхождения округлых цирконов в гранулитах за счет стесненного роста является Г. Хопле [143]. Он отмечает, что коррозионные формы также встречаются, но отличить их от форм роста трудно и требуются специальные исследования.

В монографии А.И. Тугаринова и Е.В. Бибиковой [112] при описании цирконов гранулитов понятие "окатанный" уже заменено на "изометричный", "округлый", хотя это и не повлекло пересмотра взглядов на геологическую значимость прежних возрастных определений. Из приведенных примеров следует, что вопрос о степени гомогенизации цирконов при гранулитовом метаморфизме остается не решенным, а установление причины округлости цирконов допускает право выбора на усмотрение исследователя.

ОНТОГЕНИЯ ЦИРКОНОВ ГРАНУЛИТОВ

Вопросы, связанные с появлением округлых цирконов и их гомогенностью, были частично рассмотрены нами ранее [54, 57, 48]. Фактическую основу настоящего исследования составляют результаты изучения цирконов гранулитовых ассоциаций районов Порьей Губы, Лапландии, Приладожья (Балтийский щит), Алдана, Енисейского края, Юго-Западного Памира и Урала. Большую помощь при подборке материала оказали А.Н. Виноградов, Е.В. Бибикова, О.А. Левченко, С.Л. Миркина, И.В. Чернышев, за что автор выражает им искреннюю признательность.

Основной морфологический признак цирконов гранулитов — их округлый облик. Даже при удлинении > 2 , что встречается относительно редко, цирконы уверенно могут быть отнесены к округлым или эллипсоидальным. Поэтому некоторые исследователи описывают цирконы как окатанные, что, как правило, влечет за собой и соответствующие генетические выводы.

На рис. 50, 1, 2 (см. вкл.) представлены цирконы из типичных гранулитов высоких (район Порьей Губы) и низких (Приладожья) давлений, дающие возможность оценить вариации округлости кристаллов.

Собственно гранулитовые цирконы обычно характеризуются однородным строением, иногда со слабо выраженной зональностью. Их округлый облик обусловлен грануломорфным ростом, варианты которого (от тонких пленок до толстых оболочек) на ядрах различной формы показаны на рис. 50, 3—6. Отдельные мелкие бугорки-гранулы обнаруживаются с трудом; чаще удается наблюдать крупные выросты, иногда зонального строения, которое присуще и зернам-сросткам (см. рис. 50, 7, 8). Такие особенности исключают растворение и истирание в качестве ведущего механизма образования округлых цирконов в метаморфитах гранулитовой фации. Особенности начальных этапов зарождения микрограней иллюстрируются кристаллом 3 на рис. 50.

В целом появление округлых кристаллов следует рассматривать как результат специфических условий минералообразования в жестких $P-T$ условиях гранулитовой фации метаморфизма, когда полигональная форма зерен любых минералов, в том числе и цирконов, выступающих в роли затравок, неустойчива, так как испытывает неравновесные механические и температурные напряжения [92]. Как вновь воз-

никающие, так и реликтовые цирконы обязаны расти таким образом, чтобы свести к минимуму протяженность границ и приобрести равновесную изометричную форму. Это вызывает преимущественный рост оболочек за счет граней призмы вплоть до сохранения части головок кристаллов без обрастания (см. рис. 50, 9). Подобное строение округлых кристаллов исключается в качестве причины появления растворения или истирания, как считают некоторые исследователи [107].

Формы цирконов-ядер, унаследованных от пород субстрата, меняются от округлых (окатанных или корродированных) до угловатых, иногда с признаками идиоморфизма. Осколки зональных кристаллов (см. рис. 50, 6), претерпевшие окатывание, в случае нахождения среди ядер являются важнейшим показателем принадлежности гранулитов к парапородам. Соответственно преобладание идиоморфных ядер указывает на образование гранулитов за счет магматических пород. Оболочки, которые нивелируют многообразие форм ядер, могут занимать большую часть кристаллов, т.е. лишь формально отвечать своему определению. Вывод о том, что размер и форма ядер оказывают решающее влияние на конечный облик кристаллов, должен приниматься весьма осторожно и лишь для конкретных популяций цирконов.

Особенности строения цирконов гранулитов заставляют по-новому относиться к использованию коэффициента удлинения (K_y) для установления природы субстрата. Принято считать [122], что при $K_y > 2$ субстратом служили магматические породы, а при $K_y < 2$ — осадочные. Известны случаи, когда этот вывод подтверждается и может способствовать решению задачи. В частности, величина K_y помогает при установлении источников образования цирконов в песчаниках зельмердакской свиты на Урале [44].

Использование K_y при анализе цирконов метаморфических пород, где проблема субстрата наиболее актуальна, нуждается в пояснении. Как известно, K_y определяется отношением длины кристалла ($\parallel L_4$) к его ширине ($\perp L_4$). Ориентировка по оси L_4 легко устанавливается по гранным формам, зональности, погасанию. Однако при статистических замерах (150–200 кристаллов) направление $\parallel L_4$ практически всегда отождествляется с вытянутостью кристалла. В случае изометричных кристаллов установление их удлинения весьма неопределенно как по содержанию, так и по надежности определения (подсчета). Поясним сказанное на примерах. Удлинение "вытянутых" кристаллов может не отвечать вкладываемому в это понятие содержанию. На рис. 50, 10 показан кристалл, у которого удлинение не совпадает с направлением L_4 , т.е. его $K_y < 1$. Подобные "аномальные" кристаллы встречаются часто; становится очевидной ошибочность использования величины коэффициентов удлинения при анализе округлых цирконов гранулитов. Другой разновидностью "аномальных" кристаллов следует считать резко асимметричные зерна цирконов, у которых материал ядра и оболочки смещен относительно друг друга (см. рис. 50, 11). Крайним случаем асимметричного роста можно считать возникновение субидоморфных выростов (см. рис. 50, 12), что свидетельствует о появлении в окружающей среде заметного количества флюидов.

Привлекает внимание почти полное отсутствие включений и однородность собственного гранулитового цирконового материала, что предполагает кристаллизацию на больших глубинах и соответственно выдержанность термодинамических параметров [92]. Этого нельзя сказать о строении ядер, которые часто сохраняют присущие им признаки — зональность, полости, включения, трещиноватость и др. Уже на основании отмеченных особенностей можно исключить из обязательных условия полной гомогенизации цирконовых разновидностей (ядра—оболочки) в процессе гранулитового метаморфизма. Дополнительно это подтверждается примерами растрескивания оболочек по радиальным трещинам от центра и особенно ослабленным их контактом с ядрами ("шелушением") (см. рис. 50, 13). Тем не менее это не исключает и возможности полного "усвоения" ядер (см. рис. 50, 14), которое в большинстве примеров отвечает незавершенному процессу гомогенизации. Геохронологическая ценность таких промежуточных цирконов невелика, поскольку получаемые по ним значения возраста обычно не имеют реальной геологической нагрузки.

В тех случаях, когда новому росту предшествует растворение, оболочка выполняет роль сглаживающего чехла (см. рис. 50, 15), который "выравнивает" рельеф и придает кристаллам округлый облик. Иногда заметно влияние на микрорельеф цирконов флюидов, вызывающих появление фигур растворения; "остатки" флюидной фазы способны сохраниться в полостях трещин кристаллов. С гранулитовым метамор-

физмом может быть сопряжено дробление и последующее залечивание кристаллов. Анализ деформированных зональных кристаллов указывает на смещение частей относительно друг друга и последующее их срастание.

Поверхность цирконов гранулитов независимо от внутреннего строения покрыта мельчайшими иррациональными гранями с четкими реберными границами между ними. Встречаются также тонкие слои роста, ксеноморфная штриховка, признаки блочного строения, что служит важным подтверждением хорошей сохранности цирконов. В гранулитах, испытавших влияние диафтореза, цирконы покрыты корродированными поверхностями; тем не менее глубокого растворения, полностью изменяющего облик кристаллов, нами не встречено.

Цирконы ортогранулитов (беломорская серия, тараташский комплекс Урала) показаны на рис. 50, 16, 17 Их отличительная особенность — субидiomорфный—идиоморфный изометричный облик, зонально-секториальное строение. Ядра отсутствуют, субграницы выражены достаточно отчетливо. Подобные свойства кристаллов близки таковым цирконов гранитоидов абиссальной фации глубинности.

Изложенный материал дает ответ на первый вопрос: округлость цирконов гранулитов — их типоморфный признак, обусловленный особыми (затрудненными) условиями роста и не имеющий отношения к окатанности. Об окатанных цирконах в гранулитах можно говорить лишь тогда, когда речь идет о реликтовых цирконах-ядрах, не испытавших заметного роста при метаморфизме. Однако такая ситуация соответствует больше теоретическим представлениям, чем реальным проявлениям. Окатанные цирконы субстрата осадочных пород при гранулитовом метаморфизме обязательно покрываются хотя бы тонкими пленками (оболочками) нового материала, который полностью нивелирует микрорельеф абразии. Эта важная особенность цирконов гранулитов объясняет их современный облик и вскрывает причины разногласий при его описании.

Среди рассмотренных гранулитов лапландский тип (850—950°C, 10—12 кбар) представляют цирконы из гнейсов, кристаллосланцев и лейкократовых гранулитов Лапландии и Порьей Губы (Балтийский щит), а также гиперстен-силлиманитовых гнейсов Енисейского кряжа. Алданский тип (750—800°C, 7—8 кбар) изучен на цирконах гранулитов кольской серии, а также некоторых кристаллических сланцев Енисейского кряжа и тараташского комплекса. Цирконы из гранулитов Приладожья отвечают ладожскому типу (650—700°C, 3—4 кбар). Если указанные фациальные разновидности гранулитов сопоставить по особенностям содержащихся в них цирконов, то первым будут соответствовать максимально округлые (шаровидные), без включений, однородные прозрачные кристаллы с обилием мелких иррациональных граней. Цирконы гранулитов низких давлений — удлиненные и эллипсоидальные, содержат первичные включения, прерывисто-зональные, иногда субидiomорфные. Гранулиты умеренных давлений содержат цирконы с удлинением от 1 до 2—2,5, иногда с признаками зональности и мелкими включениями. Все это согласуется с известным заключением о том, что среда образования минералов округлого облика характеризуется высокими давлениями при ничтожном содержании летучих.

ОНТОГЕНИЯ ЦИРКОНОВ ЧАРНОКИТОИДОВ

Расчленение и типизация этих специфических древних образований проводится в основном по набору геологических, петрографических, минералогических и геохимических критериев [127], часть которых нуждается в более надежной аргументации. Отсюда и противоречивость взглядов на генезис чарнокитоидов и соответственно активных поисков новых источников информации, которые способствовали бы решению проблемы [48, 116].

Вывод о высокой информативности цирконов при установлении генезиса чарнокитоидов сделан ранее [128, 127]. Разделяя его в целом, трудно согласиться с трактовкой происхождения некоторых специфических особенностей цирконов. Рисованные кристаллы, которыми оперируют авторы упомянутых работ, больше соответствуют идеализированным представлениям, чем реальным образованиям.

Цирконы соскладчатых чарнокитоидов (I тип; классификация по [127]) представлены образцами из района Порьей Губы Кандалакшского побережья Белого моря и тараташского комплекса Южного Урала. Последние отнесены к этому типу на

основании геолого-петрологических данных [69] с учетом минералого-геохимических особенностей цирконов.

Для цирконов I характерна удивительная внешняя однородность (рис. 51, 1, см. вкл.), прозрачность, блестящая шероховатая поверхность, желтовато-розовая окраска, отчетливая округлость, малые размеры. В лейкократовых разностях чарнокитоидов кристаллы несколько крупнее, более удлинённые и гуще окрашенные. Если опираться лишь на такие общие признаки, то можно говорить о гомогенном сообществе цирконов, округлый облик которых связан или с окатыванием, или с коррозией. При более детальном исследовании коррозию в качестве причины появления округлости кристаллов можно легко исключить, хотя признаки поверхностного растворения иногда встречаются. Строение микрограней и отдельные бугорки-выросты полностью отвечают особенностям грануломорфного роста (см. рис. 51, 2, 3). Кристаллы-сростки и такие бугорки могут иметь зональное строение, позволяющее проследить последовательные стадии образования (см. рис. 51, 4). В цирконах I обычные ядра со всем набором первичных признаков — зональностью, трещинами, включениями, идиоморфизмом (см. рис. 51, 5–8). Степень перекристаллизации ядер варьирует в широких пределах. Интересно наличие цирконов с отчетливым асимметричным ростом, который в конечном счете способствовал возрастанию округлости (см. рис. 51, 5). Особого внимания заслуживают цирконы с протоядрами, т.е. с ядрами в ядрах. Примером может служить кристалл 9 на рис. 51, в котором более древнее ядро выделяется по цепочке вторичных включений вдоль залеченной трещинки. Подобные протоядра указывают на принадлежность субстрата чарнокитоидов к метаморфитам гранулитовой фации.

Перечисленный комплекс минералогических особенностей цирконов I идентичен таковому цирконов гранулитов, подчеркивая их генетическую близость.

Цирконы позднескладчатых автохтонных чарнокитоидов (II) (район ст. Кица, Центральнo-Кольский антиклинорий) большей частью бесцветные или бледно-розовые, иногда с коричневатым оттенком. Развиты трещиноватость, зональность и вторичные включения. Удлинение достигает 3–3,5, а облик меняется от округлого, слегка угловатого, до субидиоморфного—идиоморфного призматического (см. рис. 51, 10–12). Последние, доля которых достигает 10–12% среди округлых, составляют отличительную особенность цирконов II по сравнению с цирконами I. Призматические кристаллы встречаются в сростках, объединяющих зональные ядра с заметной частичной перекристаллизацией. Наряду с иррациональными микрогранями развиты типичные субграницы и грани, часть которых сохраняет характерное блочное строение. У цирконов II отчетливо проявлены признаки растворения вплоть до образования характерного муара (см. рис. 51, 13) и дробления, облегчающего растворение. Степень перекристаллизации ядер варьирует в широких пределах, причем хорошо прослеживаются промежуточные состояния (см. рис. 51, 14, 15). Сохранность включений в ядрах, несмотря на новый рост и очевидную перекристаллизацию, а также наличие трещин в оболочках, наглядно подчеркивают гетерогенность кристаллов. Однако по сравнению с цирконами I степень перекристаллизации цирконов II заметно выше. По-видимому, этому способствовала значительная доля расплавленного материала, с которым связано появление идиоморфных кристаллов. Прямим подтверждением этого служат вторичные включения, приуроченные к плоскостям трещин. Среди цирконов II 3–5% кристаллов имеет уплощенный облик со структурированными поверхностями граней. Они росли в окружении более ранних минералов и соответствуют самым поздним разновидностям.

Цирконы чарнокитоидов зон глубинных разломов (III) изучены на типичных образцах из Топозерского и Вичанского массивов (Северная Карелия). Сюда же включены цирконы из чарнокитоидов Раманитского массива Юго-Западного Памира. По петрологическим особенностям, структурному положению [63] и свойствам цирконов этот массив подобен карельским.

Цирконам III свойственны идиоморфизм, прозрачность, слабая желтоватая окраска, блестящая неровная поверхность. Размеры зерен 0,1–0,2 мм, удлинение 1,2–3,5 (иногда до 8–10). Около 5% кристаллов имеют серую окраску, более крупные размеры (до 0,4 мм), характеризуются пониженной прозрачностью, содержат в центре более прозрачные (ранние) разновидности.

Конкретное представление об облике цирконов III дают фотографии кристаллов

на рис. 52, 1 (см. вкл.). Несмотря на субидiomорфный облик в целом, отчетливо прослеживается развитие граней (111), (110), в меньшей мере (100), (311) и (331). Микрорельеф цирконов разнообразен: наблюдаются микроскульптура роста — желоба, ступени и слои, в том числе с фрагментами капельного (бугоркового) разрастания, блочность, структурированные впадины (см. рис. 52, 2, 3). Проявление капельного (бугоркового) механизма формирования граней указывает на существование периодов резкого увеличения скорости кристаллизации цирконов, что может быть связано с быстрым снижением температуры при подъеме чарнокитового расплава к земной поверхности.

Реликтовый материал (ядра) не обнаружен.

Зональное строение является отличительной особенностью цирконов III. Полностью зональных кристаллов всего 3—5%; несколько больше (10—15%) кристаллов имеют зональную центральную часть (см. рис. 52, 4). Подобные соотношения связаны как с общим изменением условий кристаллизации, когда вместо зональных начинают расти незональные кристаллы, так и с потерей зональности при автоперекристаллизации. Кроме того, в данном примере зональность служит признаком ранних генераций цирконов, как это отмечалось для некоторых цирконов гранитоидов.

Особенно примечательны включения в цирконах III (см. рис. 52, 5—12). Значительная их часть образует крупные изометричные или удлинённые обособления с многочисленными мелкими разветвлениями (см. рис. 52, 5—11). Некоторые из включений твердые, что хорошо заметно при дроблении кристаллов, некоторые относятся к газозо-жидким. Появление включений в цирконах может быть приурочено к прекращению зонального роста, т.е. знаменует появление новой разновидности. Признаки расшнуровки (см. рис. 52, 6) и зональное распределение включений дают основание рассматривать их как первичные — расплавные. Последнее подтверждается также наличием мелких выступов или капель-отторженцев, связанных с более крупными или окружающими их в виде своеобразных ореолов, а также формой (пережимами, выклиниваниями) последних.

Большую группу включений можно отнести к игольчатым. Некоторые из них представлены длиннопризматическими минералами (рутилом?), несущими следы переломов (см. рис. 52, 7); для других характерны признаки оседания или протыкания крупных расплавных включений (см. рис. 52, 11), для которых они иногда выполняют роль затравочного центра (исходной точки роста). Часть игольчатых включений соответствует полым каналам, которые могут изменять диаметр, ветвиться и прерываться, расшнуровываться, частично заполняться; встречаются сложно организованные каркасы из таких каналов (см. рис. 52, 9). И, наконец, некоторые из игольчатых включений соответствуют залеченным трещинам, которые могли быть вызваны саморастрескиванием минералов за счет внутренних напряжений ростового происхождения или влиянием протоклаза. Такое предположение основано на наличии переходов иголок в тончайшие, постепенно исчезающие капилляры или более крупные полости, а также их "расщеплении". По-видимому, в цирконах III существуют все три разновидности игольчатых включений.

Особое место в цирконах III занимают газовые полости, иногда близкие по форме к отрицательным кристаллам (см. рис. 52, 12, 12"). Они являются потенциальными "ловушками" постороннего материала, искажающего состав и возрастные соотношения элементов в цирконах. Обычны твердые, прозрачные включения, с заметным шестиугольным сечением, представленные, вероятно, апатитом (показатели преломления: $N_o = 1,642$, $N_e = 1,639$) (см. рис. 52, 10), а также темные, с зеленоватым оттенком, непрозрачные (пироксен?) зерна, сопряженные с полостями (отрицательными кристаллами).

В цирконах III распространены вторичные включения. Они проявляются в виде точечных обособлений или остатков "высыхания" флюидной фазы (см. рис. 52, 13), приуроченных как к плоскостям трещин, так и к границам зон роста (зональности), причем последние как бы "проявляются" этими включениями. Иногда вторичные включения прослеживаются и на поверхности кристаллов, если трещины зарастают не полностью (см. рис. 52, 14). Объем вторичных включений может быть значительным, что иногда приводит к появлению псевдоядер. Микрорельеф вторичного происхождения, обусловленного дроблением, также легко диагностируется (см. рис. 52, 14), что позволяет получить дополнительную информацию об истории существования цирконов.

При гранитизации чарнокитоиды превращаются в различные гнейсы и кристаллические сланцы. Возрастание степени гранитизации сопровождается увеличением доли раздробленных цирконов с флюидным заполнением трещин. Первичные включения разрушаются, и их осколки распространяются вдоль трещин и по границам зон. Кристаллы начинают растрескиваться, особенно по зонам и плоскостям дробления, с последующим новым ростом в виде своеобразных щеток или округлых наростов. Другими словами, при воздействии гранитизирующих растворов появляется и новая разновидность циркона, количество которой пропорционально степени изменения чарнокитоидов, но в любом случае значительно меньше собственно чарнокитовой разности. В гнейсах, возникших при гранитизации чарнокитоидов, распространены цирконы новой разновидности. Основное ее отличие — субидиоморфный облик с округлыми очертаниями, подобный метаморфогенным цирконам из пород амфиболитовой фации метаморфизма. Ребра и углы сколов закруглены: осколки кристаллов, иногда прослеживающиеся по "общим" игольчатым включениям, прочно сцементированы, с плавными границами (см. рис. 52, 15). Включения, свойственные неизменным цирконам III, встречаются уже в виде реликтов, т.е. при гранитизации цирконы чарнокитоидов подвергаются очистке. Не обнаружено продуктов раскристаллизации флюидной фазы. Часть округлых кристаллов возникает за счет обломков призматических. Микрорельеф граней характеризуется широким развитием нивелирующего поверхностного растворения, которое во многом затушевывает детали роста. Некоторые из отмеченных особенностей можно видеть на рис. 52, 15 (сравн. с раздробленным кристаллом 14, рис. 52).

МИКРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ЦИРКОНОВ ГРАНУЛИТОВ И ЧАРНОКИТОИДОВ

В практике цирконовой геохронологии распространено мнение о том, что при воздействии гранулитового метаморфизма цирконы обязаны потерять весь накопленный радиогенный свинец. Так, например, при определении возраста гранулитов Балтийского щита интерпретация датировок основывалась на этом предположении [113]. Авторы вообще полагали, что цирконы любого генезиса, выделенные из гранулитов, всегда будут датировать именно время образования гранулитов, а не каких-либо предшествующих геологических событий. Было высказано также сомнение по поводу различного возраста ядер и оболочек в цирконах параташского комплекса [44].

Рассмотренные выше представления о геохимической и геохронологической гетерогенности цирконов гранулитов получили мощную поддержку с внедрением в практику микронзондовых исследований. Обратимся к конкретным примерам.

По цирконам из гиперстеновых кристаллических сланцев Лапландии возраст метаморфизма оценивается в 1950 млн. лет; разброс датировок по различным изотопным соотношениям составляет: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 1980, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 3500, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — 2600, $^{208}\text{Pb}/\text{Th}$ — 1430 млн. лет [113, пр. 23]. На рис. 53, 1 (см. вкл., фотопрофили Fe—Th) просматривается строение одного из кристаллов: темная часть соответствует ядру, в углублениях и вокруг которого находится материал оболочки (темное и серое соответственно). Различия в составе ядра и оболочки подчеркиваются распределением Hf, Y, Pb; по содержанию U и Th ядро и оболочка в целом близки, хотя ядерная часть несколько обеднена U. Специфика кристалла заключена в резком обогащении Pb ядра (I) относительно оболочки (II), что отчетливо проявилось на графиках количественной съемки (рис. 54, а). Данные по другому подобному кристаллу (см. рис. 54, б) оказались аналогичными. Расчетный возраст для оболочек (II) обоих кристаллов составляет 1,7–2,2 млрд. лет, т.е. неизмерим со значением по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Для ядер (I) такую оценку сделать трудно из-за сложного распределения элементов, но в любом случае результаты будут значительно выше. Возможно, что ситуация вызвана потерей ядром U при гранулитовом метаморфизме, хотя на практике обычно говорят о более вероятной потере Pb. Несмотря на проблематичность такого вывода, ответ на основной вопрос определенный: датируемая цирконовая система гетерогенна и по составу, и по возрасту; ядро не претерпело гомогенизации, т.е. сохранило память о процессах цирконообразования, предшествовавших гранулитовому метаморфизму.

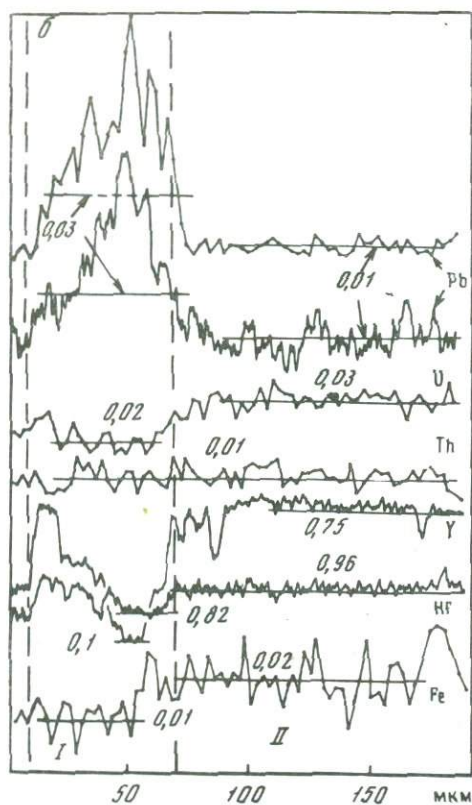
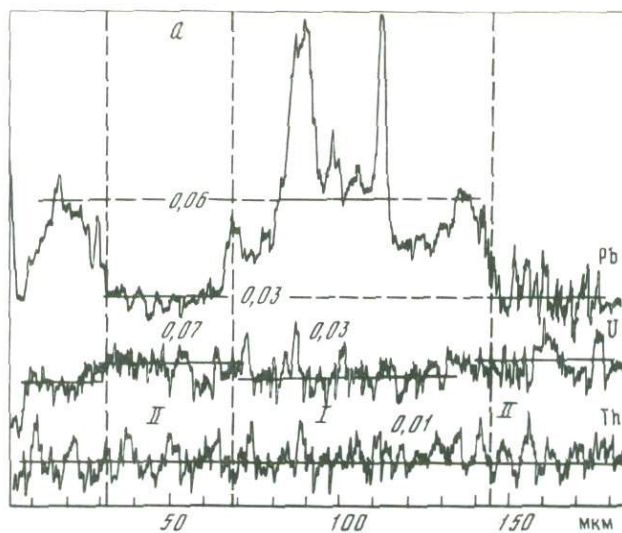
Кислые гранулиты Лапландии датируются возрастом 1930 млн. лет [11]. Цирконы этих гранулитов отличаются исключительным разнообразием морфологических особен-

ностей ядер, что свидетельствует о пестрой, преимущественно осадочной природе субстрата. Можно выделить две основные разновидности цирконов, которые значительно различаются по характеру распределения примесей. Цирконы первой разновидности, преобладающие в пробе, указывают на сосуществование в пределах отдельных кристаллов различных генераций минерала (рис. 55). В краевой части кристалла (0–30 мкм) наблюдается интенсивный пик Pb, природу которого установить трудно (S не установлена, что позволяет исключить примесь галенита). Зоны I и II выделяются противofазным распределением U и Pb. По-видимому, цирконы первой разновидности состоят из новообразованного (собственно гранулитового) и реликтового материала (ядер), испытывавшего в различной степени перекристаллизацию. Реликтовая фаза имеет расчетный возраст не менее 2 млрд. лет. Ко второй разновидности относятся цирконы, отличительной особенностью которых является аналогия в вариациях U и Pb при равномерном распределении Th. Такие цирконы в основном представлены собственно гранулитовой разновидностью, т.е. практически состоят из одной генерации, для которой вероятно получение сходящихся возрастных значений. Если анализировать подобные пробы (типа 580 [11]) без минералогической сортировки, то ожидать сходящихся и имеющих реальный геологический смысл значений не приходится.

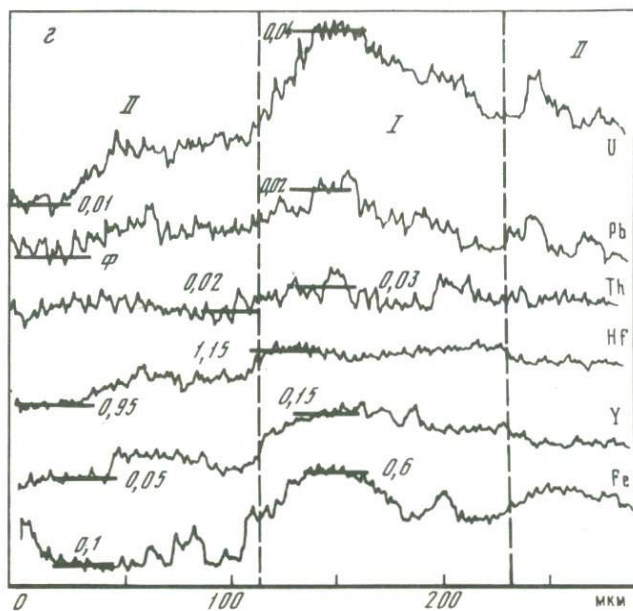
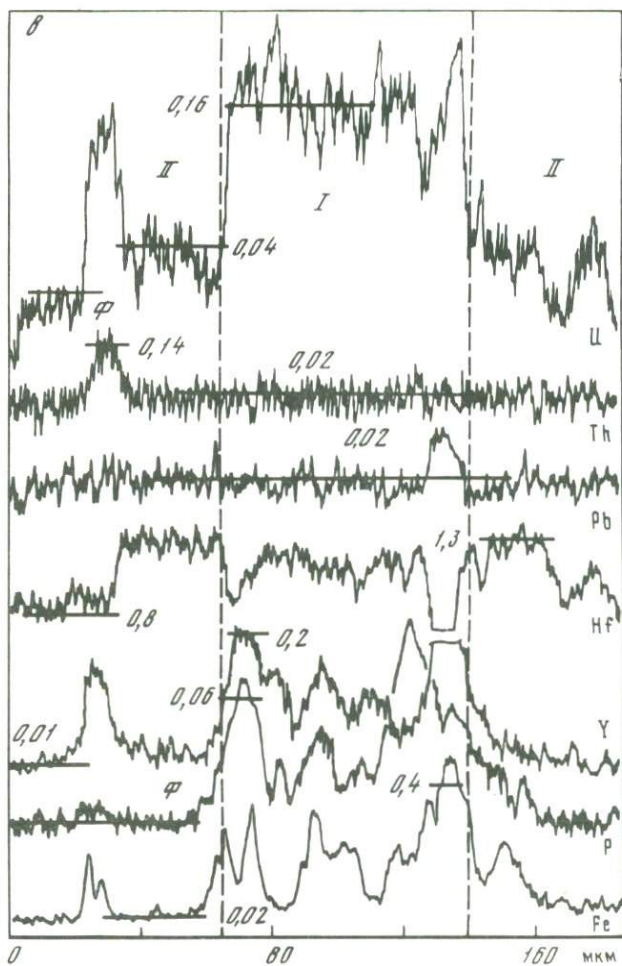
Во многом близки рассмотренным выше цирконы из гиперстеновых плагиогнейсов канского комплекса Енисейского кряжа (рис. 56). Геохимическая гомогенизация цирконов во время гранулитового метаморфизма произошла не полностью, что и обусловило появление гетерогенных по минералогическим свойствам и составу цирконов. На основании полученных содержаний U, Th и Pb можно утверждать, что центральная часть I кристалла А значительно древнее, чем часть II, заметно обогащенная Y. Распределение U в кристалле А и Pb в кристалле Б обусловлено, очевидно, их потерей (перепад концентраций резко отличается от такового других элементов). При этом в кристалле Б сохранились участки (90–110 мкм) с противofазным поведением Pb относительно U и Th, которые, в свою очередь, характеризуются прямой корреляционной связью. Датировки цирконов плагиогнейсов будут расходящимися; их истинный возраст, если исходить из расчетного, должен превышать 2,40 млрд. лет.

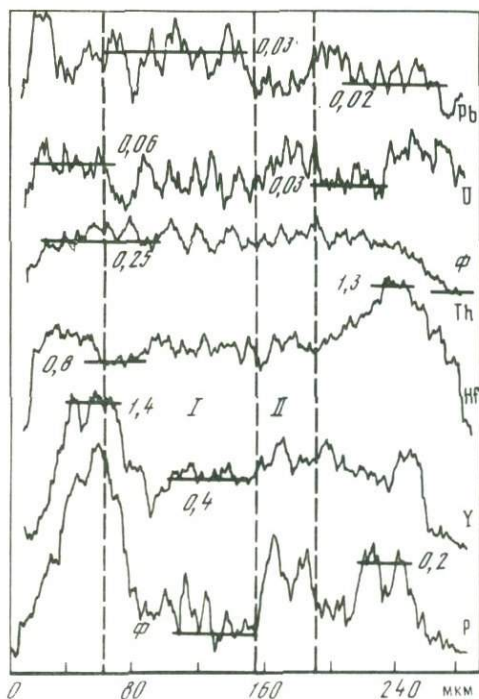
Цирконы из гранулитов Приладожья [112] имеют удлинённый облик, характеризуются вторичным вхождением U при гранулитовом метаморфизме и последующей потерей Pb; отмечается приуроченность высоких концентраций U к электромагнитным фракциям. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается в 1850 млн. лет. Данные микронзондовых исследований этих цирконов приведены на рис. 53, II и 54, в. Центральная часть кристалла I выделяется повышенными и коррелируемыми содержаниями U, Y, P, Fe; признаки зонального распределения этих элементов заметны и в краевых частях кристалла. Обращает на себя внимание относительно равномерное распределение Pb и за небольшим исключением Th (зона 40–60 мкм) по всему кристаллу. Расчетный возраст части I близок 800 млн. лет, а части II – 2400 млн. лет. Пример иллюстрирует образование псевдодроза, обусловленного вторичным вхождением U, Y, P, Fe, Ca. Вывод согласуется с данными А.И. Тугаринова и Е.В. Бибиковой [112] и открывает причину приуроченности повышенных содержаний U к наиболее электромагнитным фракциям циркона. Однако допустима и потеря Pb частью I, если считать небольшой пик этого элемента (зона 120–140 мкм) реликтовым. Возможен и другой вариант объяснения наблюдаемой гетерогенности; он предполагает вторичное изменение гранулитовых цирконов с возрастом не менее 2,4 млрд. лет под действием метасоматических, обогащенных U и другими элементами, растворов. Другими словами, обогащение вторичным U цирконов происходило не при гранулитовом метаморфизме (что вообще маловероятно), а позднее, т.е. изменялись уже испытывавшие этот метаморфизм цирконы.

Как известно, только на основании данных о содержаниях и изотопном составе элементов вопрос о причинах дискордантности часто не решается. Тогда невольно приходится обращаться к различным моделям и предположениям, которые часто не лишены субъективизма и практически не поддаются строгому контролю. По-видимому, для более объективного суждения необходимо располагать сведениями о минералогических и геохимических (микронзондовых) особенностях цирконов. Однако и в этом случае сохраняются неясные моменты. В рассмотренных примерах имелась довольно полная информация о составе и строении кристаллов, но о причинах дискордантности по-прежнему можно дискутировать. Для качественного скачка в цирконовой геохронологии необходимы более радикальные усовершенствования, основанные на комплек-



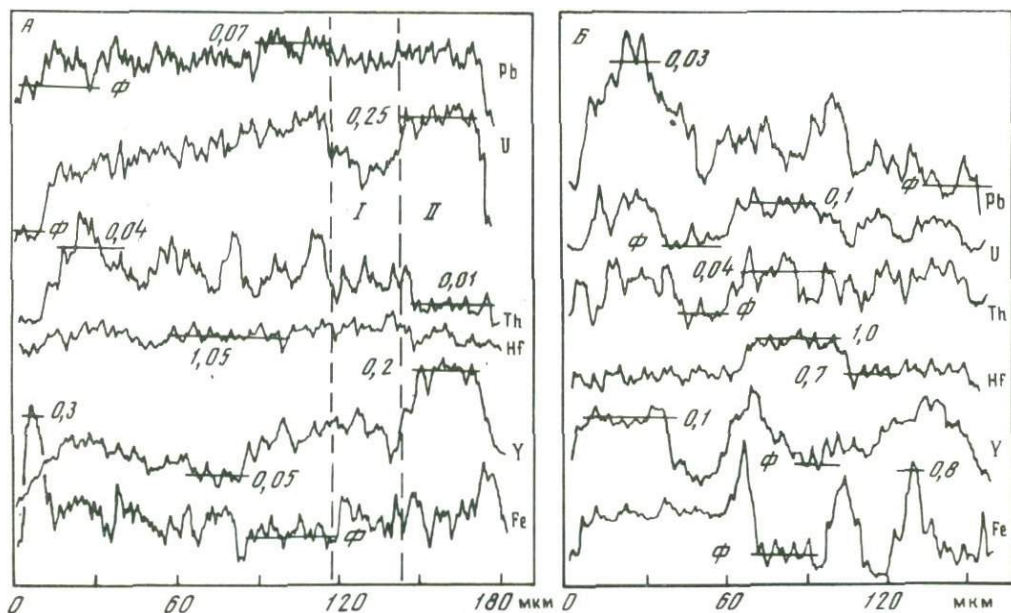
Р и с. 54. Состав цирконов кристаллических сланцев Лапландии (а, б), гранулитов Приладожья (в) и складчатых чарнокитоидов района Порьей Губы (г) (а, в и профили съемки — см. рис. 53, 1,11)





Р и с. 55. Состав цирконов из кислых гранулитов Лапландии

Р и с. 56. Состав цирконов из плагиогнейсов Енисейского края



сировании микроморфологических, микрогеохимических и изотопных исследований на уровне микронавесок.

Рассмотренные данные показывают, что в пределах одной пробы цирконов, выделенной из единой, отдельно отобранной разновидности гранулитов, могут сосуществовать несколько генераций минерала, каждая из которых способна представлять самостоятельную геохимическую и геохронологическую систему. Если "дифференцирован-

ную" миграцию U, Th и Pb в цирконах для объяснения дискордантности иногда и можно выдвигать как причину расхождения цифровых данных, то в применении к другим элементам, особенно создающим основу матрицы (Zr, Hf, Y), становится очевидной ее несостоятельность. Наши исследования проводились после изотопных, учитывающих валовой (суммарный) состав цирконов в пробах. Естественно, трудно провести сравнение результатов по валу и отдельным кристаллам. Необходимо, чтобы минералогическое геохимическое исследование предшествовало изотопным. Они должны давать четкую привязку цирконов к геологическим событиям, по возможности исключать бигенетичные и более сложные сообщества минералов. Лишь после этого материал должен поступать на изотопный анализ. При таком подходе дискордантность может быть ожидаемой (планируемой), а результаты интерпретации станут более обоснованными. Нужны новые теоретические модели, учитывающие не только миграцию отдельных элементов (гипотетический привнос—вынос), но и появление новых разновидностей с присущим только им составом и возрастом. Необходимо уточнить признаки "современных" изменений, с которыми часто связывают расходящиеся датировки. Вторым необходимым условием следует считать разработку изотопной микрогеохимии. Без перехода к микронавескам цирконовая геохронология эффективно развиваться не сможет. Началом таких работ можно считать термоизохронный метод, уже применяемый в некоторых лабораториях СССР, и особенно варианты U-Th-Pb метода, позволяющие работать с навесками 5—10 мг (Е.В. Бибилова, ГЕОХИ АН СССР).

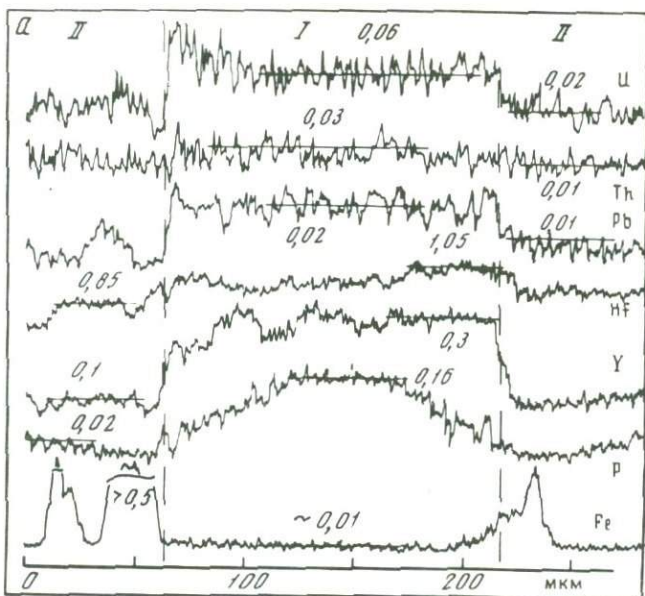
Сказанное не следует распространять на цирконы ортогранулитов. Для пр. XVI-64 из кольской серии (см. рис. 50, 16—17 [113]) расчетные возрастные значения по различным кристаллам находятся в пределах 1,8—2,2 млрд. лет. Особенности строения кристаллов и относительно равномерное распределение элементов указывают на одноактную кристаллизацию и хорошую сохранность, что лишь подтверждает данные изотопного анализа.

Особенности состава цирконов чарнокитоидов также иллюстрируются микронезондовыми анализами. Распределение примесей в цирконе из складчатых чарнокитоидов (I тип) района Порьей Губы приведено на рис. 53, III и 54, z (изучен кристалл, подобный изображенному на рис. 50, 14). Заметно, что составы ядерной части (I) и оболочки (II) несколько различаются, хотя высокая степень перекристаллизации сnivelировала резкость (оптическую и геохимическую) границ между ними. Отчетлива корреляция элементов в ближайшей к центру кристалла части ядра (120—170 мкм), контуры которого отчасти прослеживаются по распределению U, Hf и Y; по-видимому, это отвечает первичному распределению. Расчетный возраст ядра и оболочки оценивается в 2,4 и 2,1 млрд. лет; по данным U-Th-Pb метода возраст этих цирконов равен 1,93 млрд. лет [11]. Различия вызваны недостаточной перекристаллизацией, т.е. унаследованностью реликтовым материалом "памяти" о возрасте субстрата.

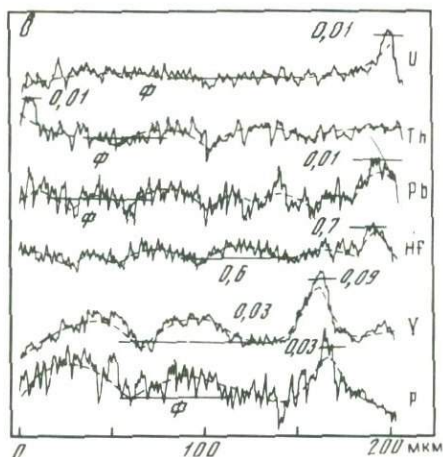
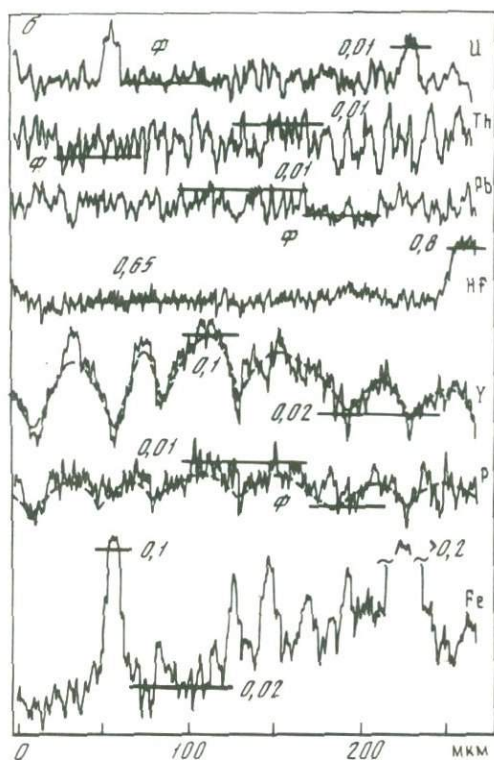
О геохимической гетерогенности цирконов из позднескладчатых автохтонных чарнокитоидов Центрально-Кольского антиклинория (II тип) можно судить по рис. 57, I (см. вкл.). Ядро (I) выделяется повышенными содержаниями U, Th, Pb, Hf и особенно Y и P. Вторичное вхождение Fe определяется приуроченностью к зонам трещин. Привлекают внимание резкие "перепады" концентраций при переходе от ядра к оболочке (II). По данным сканирования Y и P, контуры ядра имеют резкие очертания и совпадают с контурами, проявляющимися по рисунку трещин (видны при профильной фотодокументации). Расчетный возраст ядра близок 2 млрд. лет; для оболочки оценку сделать трудно из-за ничтожного содержания Pb.

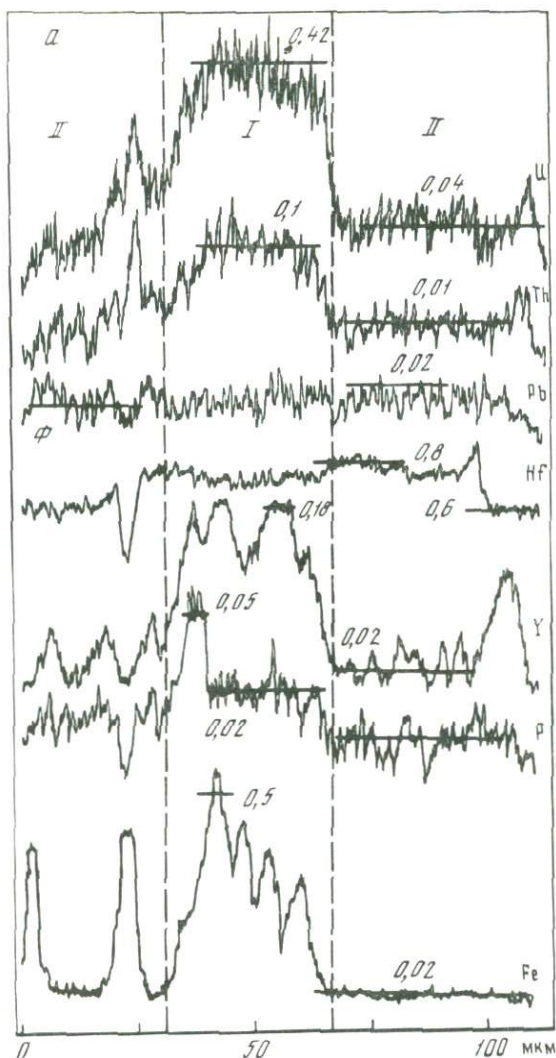
Рассмотренные цирконы чарнокитоидов по особенностям состава во многом аналогичны цирконам гранулитов. Соответственно к ним применимы и все те замечания, которые были высказаны относительно гомогенизации, геохронологической информативности последних.

Особое положение занимают цирконы III (из чарнокитоидов зон глубинных разломов). В карельских массивах (Топозерском — см. рис. 57, II и 58, б; Вичанском — см. рис. 58, в) цирконы содержат очень низкие концентрации U, Th и Pb, соизмеримые с распространенностью в цирконах кимберлитов. Распределение других примесей или равномерное, или с признаками зональности. Например, в первом кристалле (см. рис. 58, б) видны три ритма (зоны) в изменении содержания Y и P; в другом кристалле (см. рис. 58, в) — один слабо выраженный ритм для U, два — для Th, три — для Hf. Распределение Y и P подобное, но асимметричное. Такие особенности свидетельствуют



Р и с. 58. Состав цирконов позднескладчатых (а) и зон глубинных разломов (б — Топозерский массив, в — Вичанский массив) чарнокитоидов (а, б — профили съемки, см. рис. 57, I, II)

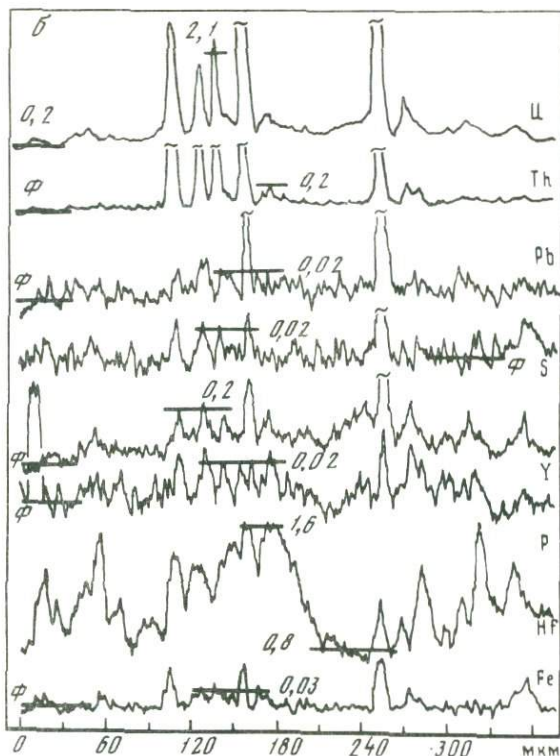




Р и с. 60. Состав цирконов чарнокитоидов (а) и пегматитов (б) Рамнитского массива (а, б — профили съемки, см. рис. 59, 1, II)

о росте кристалла из расплава, т.е. о высокой симметрии среды кристаллизации. Этот вывод подтверждается распространением включений, содержащих повышенные количества Fe, Al, K, Mg, в меньшей мере Si. Они являются своеобразными "разбавителями" при возрастных исследованиях, могут содержать нерадиоогенный Pb и затруднять получение достоверных определений.

При изучении цирконов чарнокитоидов Рамнитского массива предстояло решить вопрос о сингенетичности их чарнокитообразованию [63]. По данным микронзондирования (рис. 59, 1 (см. вкл.) и 60, а) у цирконов выделяется центральная часть (I), обогащенная U, Th, Y, P и Fe. Практически равномерное распределение Pb во всем кристалле (~0,01%) определяет расчетный возраст: для I — около 120 млн. лет, для II — 2050 млн. лет. Данный пример соответствует образованию псевдоядер в кристаллах под действием метасоматических растворов, обогащенных U, Th, Y, P и Fe. Особенно следует подчеркнуть связь U и Fe, характерную для подобных изменений. Из этих данных следует искомый ответ: реликтового (предшествующего чарнокитоидам) материала в цирконах не наблюдается, т.е. цирконы по времени кристаллизации совпа-



Р и с. 60 (окончание)

дают с образованием чарнокитоидов. Вывод согласуется с данными U-Pb и Pb-Sr методов; возраст чарнокитоидов оценивается в 1900 млн. лет и подтверждает гипотезу неогенового омоложения, поскольку K-Ar датировки варьируют в пределах 5—1880 млн. лет [63]. Представления об образовании чарнокитоидов в палеозое, развиваемые некоторыми исследователями, не оправдываются.

Отмеченная ситуация отчасти подтверждается изучением цирконов из пегматитов, расположенных в чарнокитоидах Раманитского массива. Возраст пегматитов по данным K-Ar метода от 7 до 95 млн. лет. Отличительная особенность цирконов пегматитов — обилие первичных включений, расположенных по зонам роста кристаллов (см. рис. 59, II и 60, б). Включения представлены твердыми частицами, часто образующими более крупные агрегаты. Не только оптическая, но и геохимическая гетерогенность цирконов обусловлена этими включениями, которые резко обогащены U, Th, Y, Hf. Зависимость содержания Pb от U обнаруживается лишь при очень высоких (более 1,5—2%) концентрациях последнего; при более низких наблюдается практически "нулевое" (фоновое количество) Pb. Прямым подтверждением связи U с включениями и соответственно зависимости Pb от этой привязки служит рис. 59, III. Подобные соотношения U и Pb можно объяснить лишь "современным" возрастом цирконов, что соответствует данным K-Ar метода. Привлекает внимание закономерное распределение примесей: иногда можно выделить до пяти ритмов (зон) с одновременным обогащением U, Y, Hf. В то же время практически отсутствует или очень слабо выражена корреляция U с Fe. Все эти данные свидетельствуют о первичном распределении элементов в молодых (неогеновых?) цирконах пегматитов, образование которых вызвало синхронное "омоложение" цирконов чарнокитов. По облику и характеру распределения некоторые вторичные включения в цирконах чарнокитоидов идентичны включениям в цирконах пегматитов.

ЦИРКОНЫ МЕТАМОРФИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Исследованы цирконы из метаморфитов амфиболитовой фации, распространённых в большинстве гнейсово-мигматитовых комплексов Урала (харбейском, салдинском, мурзинском, сысертском, ильменогорском, александровском, уфалейском, мугоджарском), а также в некоторых докембрийских толщах Белоруссии, Казахстана, Киргизии, Кольского полуострова.

Принципиальное их отличие от рассмотренных выше цирконов гранулитовой фации заключается в отсутствии четко выраженных типоморфных признаков и многообразии морфологических особенностей. Если метаморфиты амфиболитовой фации отвечают продуктам диафореза гранулитовых ассоциаций, то сообщество цирконов в них будет состоять из собственно амфиболитовой и реликтовой гранулитовой разновидностей. В случае, когда метаморфизм амфиболитовой фации соответствует прогрессивному этапу, могут возникнуть характерные, с высокой степенью однородности, цирконы с заметным идиоморфизмом (цирконы метаморфогенного облика).

В пределах ильменогорского метаморфического комплекса Урала продукты метаморфизма амфиболитовой фации (различные гнейсы и амфиболиты) и цирконы изучены достаточно детально.

Метаморфиты подвергались неоднократной гранитизации и метасоматическим преобразованиям, превратившись в ряде мест в плагиоклаз-калишпатиты мигматиты, гранито-гнейсы, метасоматиты различного состава.

Плагиогнейсы содержат ничтожное (< 10 г/т) количество мелких ($< 0,2$ мм) бесцветных или слегка желтоватых кристаллов циркона. Их облик меняется от округлого или эллипсоидного до обусловленного высокой степенью идиоморфизма (рис. 61, 1–6, см. вкл.). Часть цирконов по внешним признакам близка гранулитовым, что позволило высказать предположение о том, что они представляют собой реликты гранулитовой фации метаморфизма [55], затушеванной регрессивными преобразованиями в условиях амфиболитовой фации. Позднее это было подтверждено детальными петрологическими исследованиями [57].

Цирконы плагиогнейсов часто содержат ядра, которые имеют различные очертания — от округлых до призматических (см. рис. 61, 2, 3). У некоторых сохранились следы дробления или зональности (см. рис. 61, 7). Часть кристаллов подверглась регенерации в виде выростов (см. рис. 61, 8). Распространены первичные и вторичные включения, приуроченные к трещинкам или границе раздела ядро—оболочка, что помогает их диагностике (см. рис. 61, 9–11). По объему ядро в кристаллах иногда резко преобладает по сравнению с чисто "символической" оболочкой, имеющей в основном генетическое значение (см. рис. 61, 5, 6).

В зоне экзоконтакта плагиогнейсов с миаскитами цирконы видоизменяются (см. рис. 61, 12, 13). Начинают преобладать субидиоморфные—идиоморфные кристаллы и их сростки с различным удлинением, зональностью. Характерны раздробленные и не полностью перекристаллизованные ядра, иногда псевдодря, встречаются частично растворенные кристаллы.

Биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и мигматиты ильменогорского комплекса содержат цирконы, которые можно считать наиболее характерными для метаморфитов амфиболитовой фации. Последнее позволило нам выделить его в особый — мигматитовый — тип (рис. 62, 1–8, см. вкл.) циркона [52] (термин используется вместо еще более неудобного — "амфиболитовый"). Для мигматитового циркона наиболее характерны призматический, часто с заметным уплощением габитус, округлость головок и ребер кристаллов. Распространены кристаллы с высоким идиоморфизмом. Ядра различной формы и сохранности обнаружены во многих кристаллах. Встречаются зональные кристаллы, их сростки, следы дробления. В целом можно отметить, что существенным признаком цирконов амфиболитовой фации являются субидиоморфные—идиоморфные очертания оболочек (в противоположность грануломорфным у оболочек гранулитовых цирконов), преимущественный рост их за счет граней пирамиды и повышенное удлинение кристаллов.

В зоне влияния гранитов мигматитовые цирконы ильменогорского комплекса испытывают дробление и последующее помутнение; наблюдаются признаки нового роста в виде мелких и крупных выростов (см. рис. 62, 5–7). В зоне экзоконтакта с гранитоидами наряду с мигматитовым типом цирконов появляется новая разно-

видность — длиннопризматическая, с четкой зональностью асимметричного строения, предполагающего активное влияние гранитоидного расплава (см. рис. 62, 8).

Цирконы метаморфитов Центрального Казахстана (см. рис. 62, 9–14) подробно описаны ранее [50]. Они представлены пробами из слюдяно-альбитовых сланцев, порфилактовых альбитовых гнейсов бектурганской серии Улутау, кварцитов сарыбулакской свиты и слюдяных сланцев жингельдинской свиты, относящихся к аналогам бектурганской серии.

Среди цирконов кристаллических сланцев бектурганской серии выделяются два типа — реликтовые (обломочные) и собственно метаморфогенные, обусловленные метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации.

Метаморфогенный циркон встречается в виде как отдельных кристаллов, так и оболочек, нарастающих на ядрах (см. рис. 62, 9–11). Для кристаллов характерна субидiomорфная, реже идиоморфная форма с развитыми гранями (111), (110), (311). Коэффициент удлинения 1,8–2,1. Немногочисленные включения разнообразны по форме — изометрические, удлиненные, игольчатые. Имеются твердые включения, выходящие за пределы кристаллов, что свидетельствует об образовании цирконов "in situ". Центральная часть кристаллов часто зональна, а краевая имеет однородное строение.

Изменения цирконов сопровождаются их помутнением, иногда с образованием псевдоядер. Продукты разрушения концентрируются вдоль трещин. Отмечается проявление пластических и хрупких деформаций, а также залечивание трещин. Значительная часть кристаллов несет следы поверхностного растворения, создающего характерный рисунок (см. рис. 62, 12).

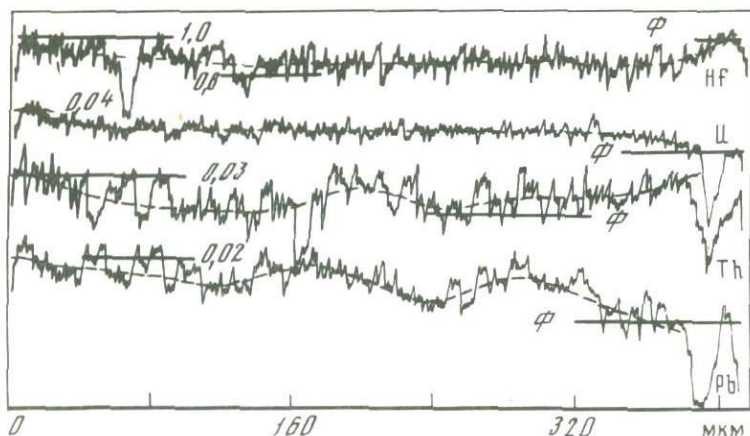
Обломочные цирконы (от 1–5 до 20% всех цирконов) характеризуются округлой формой (см. рис. 62, 13, 14), розовой и малиновой окраской. Преобладают зерна с удлинением 1,1–1,3. Иногда обломочные цирконы содержат ядра реликтового материала или покрыты выростами новообразованного.

Обломочным зернам свойственно однородное строение с сохранением первичных признаков. Одиночные включения в них представлены мелкими непрозрачными обособлениями; отмечаются сферические пустоты, игловидные включения. В некоторых зернах заметна зональность. Изменения проявлены в виде псевдоядер, помутнений по трещинам. Следы деформаций обычно залечены новым материалом. Характерным признаком обломочных зерен является наличие муара поверхности истирания.

Обломочный циркон довольно однороден в различных породах серии, но различается по степени перекристаллизации, которая выражается в его обесцвечивании, гомогенизации внутреннего строения, залечивании следов деформаций и др. Кроме двух разновидностей циркона, описанных выше, в кристаллических сланцах бектурганской серии незначительную роль (от 2–5 до 10%) играет третья разновидность — молочно-белые, серые, мутные, непрозрачные кристаллы. По минералогическим признакам они близки малаконам, что предполагает связь с метасоматическими процессами. В метаморфических породах Южного Казахстана цирконы имеют иной облик. Они представлены преимущественно обломочными зернами, испытавшими регенерацию и позднее растворение. Большинство зерен имеет новообразованные оболочки и обесцвечено. Вещество ядра и оболочки обычно гомогенизировано. Наличие мутных ядер и следов огранки у некоторых из них свидетельствует о незначительной дальности переноса. Просматривается последовательность формирования цирконов бектурганской серии. Преобладающий метаморфогенный циркон сингенетичен региональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации, сформировавшему кристаллические сланцы. Менее распространенный обломочный циркон, присутствующий в виде как отдельных зерен, так и ядер в метаморфогенных кристаллах, является реликтом первично-терригенного материала исходных песчано-глинистых пород, подвергшихся метаморфизму. Обломочные зерна иногда содержат округлые ядра еще более древних и также обломочных зерен. Следовательно, они сами являются продуктом перемыва парапород более раннего этапа регионального метаморфизма.

Вопрос о степени геохимической гетерогенности цирконов амфиболитовой фации оказался не менее сложным, чем для цирконов гранулитов.

Из ильменогорских плагиогнейсов исследованы кристаллы с интенсивно перекристаллизованным ядром (по двупреломлению, зональности, включениям ядро и оболочка и подобны). Несмотря на это, изотопные определения возраста дали дискордантные значения: по $^{207}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ — 1,7 млрд. лет, а по другим отношениям — в 1,5–2 раза

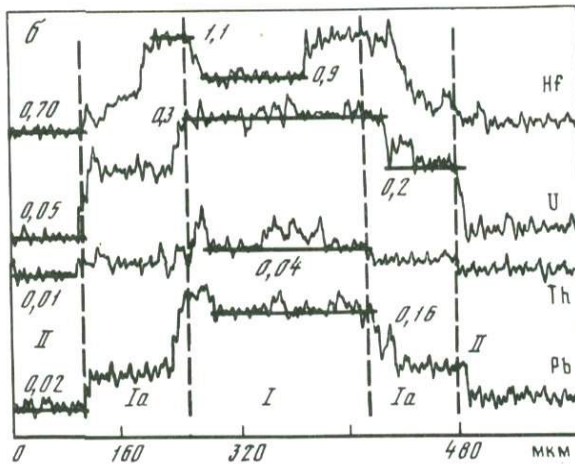
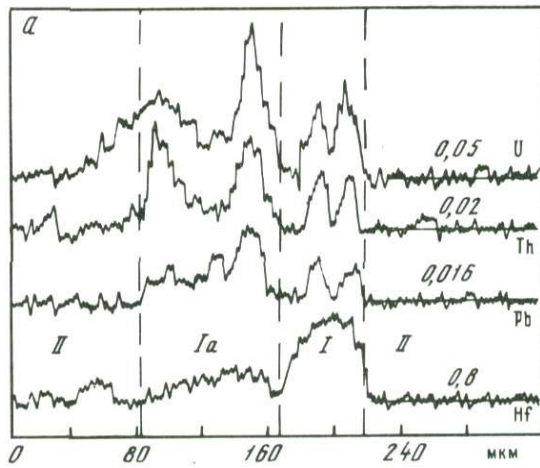


Р и с. 63. Состав цирконов плаггиогнейсов ильменогорского комплекса

меньше. Какие-либо "современные" изменения у цирконов не проявлены. Изучение геохимических особенностей цирконов (рис. 63) подтверждает выводы о высокой перекристаллизации ядер. Цирконы содержат незначительные количества U, Th и Pb, которые распределены или равномерно, или при явной корреляции между ними. Усложняющие ситуацию эффекты наблюдаются в краевых частях кристаллов (320–380 мкм) и обусловлены противофазным распределением Th относительно U и Pb. Трудно допустить вторичную сорбцию Th (и Hf); вероятно, дискордантность обусловлена различной степенью перекристаллизации, что вызвало неравноценную миграцию радиоактивных элементов и изотопов Pb.

Частичное сохранение ядром первичных свойств наблюдается у цирконов из биотит-амфиболовых гнейсов Белорусского массива (район с. Лида). В целом цирконы резко гетерогенны, с отчетливым обособлением ядра и оболочки (рис. 64, 1, а, б, см. вкл.). Сопоставление оптических и геохимических особенностей кристалла в (см. рис. 64, 1 и 65, а) показало, что его внешняя (II) и часть внутренней (I) зоны характеризуются отчетливой корреляцией содержаний U, Th и Pb, причем в зоне I это проявляется независимо от резких изменений состава. Между этими зонами существует переходная (Ia), которая четко фиксируется по распределению Fe и обладает явным дефицитом Pb относительно U и Th (интервал 80–120 мкм). В равной мере допустимо как вторичное вхождение радиоактивных элементов (особенно U), так и потери Pb (зоной Ia), хотя характер распределения последнего и четкость границ между зонами противоречат этому. Возраст зоны II оценивается в 1,7 млрд. лет, что не противоречит геологическим представлениям.

Цирконы из аплитовидных гнейсов беломорской серии (см. рис. 64, II и 65, б; пр. 564 [114]) почти на 70% метамиктизированы, хотя во внешних признаках (субидиоморфный облик, блестящая поверхность, однородное строение) это не проявляется. Непонятны причины дискордантности возрастных определений. Некоторую ясность вносят исследования внутреннего строения кристаллов. Оказалось, что подавляющее большинство кристаллов характеризуется исключительной гетерогенностью, которая хорошо прослеживается и при оптических наблюдениях (см. рис. 64, II, а, б). Такое строение обусловлено сосуществованием новообразованного материала II (заметно у кристалла а и по данным его профилевого микрозондирования, см. рис. 65, б) при сохранении в ядре (его частично перекристаллизованная зона — Ia) реликтов неизменного материала I с расчетным возрастом 2,6 млрд. лет. Последний близок значению, определенному по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (2,5 млрд. лет) и несколько ниже изохронного (2,75 млрд. лет). Характер распределения U, Th и Pb в сочетании с оптическими свойствами указывает на частичную потерю этих элементов ядром. Кристаллы б и в (см. рис. 54, II) показывают варианты соотношений ядер и оболочек. У первого заметна новообразованная фаза в центре ядра, связанная, по-видимому, с вторичными изменениями вблизи трещины. Однако в целом степень перекристаллизации ядер невысокая



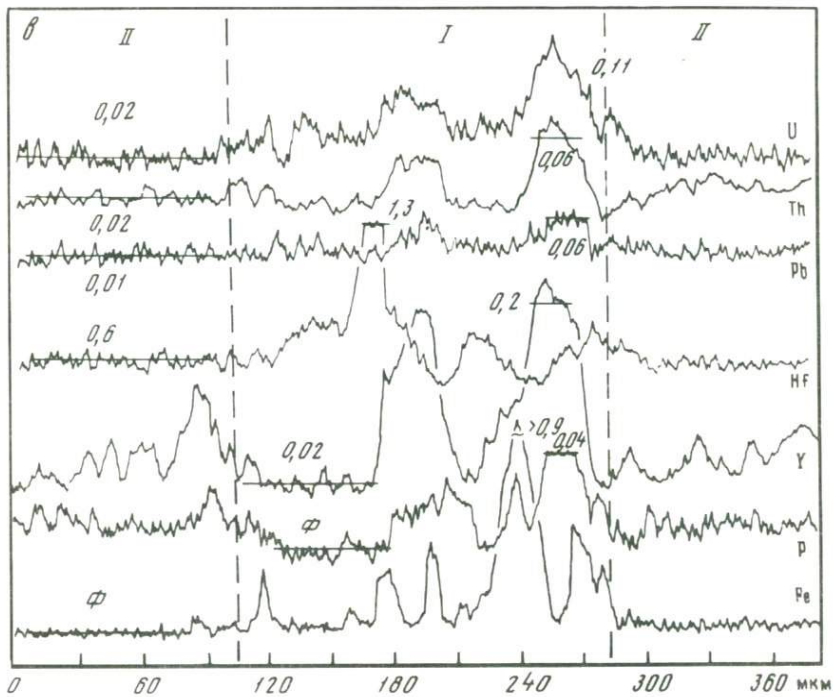
Р и с. 65. Состав цирконов гнейсов Белорусского массива (а), беломорской серии (б) и салдинского комплекса (в) (а - в - профили съемки, см. рис. 64, I - III)

и гомогенизация (оптическая, геохимическая) далеко не достигнута. Последнее может служить причиной разброса возрастных значений.

Гранат-амфиболовые гнейсы салдинского комплекса рассматриваются как диафториты метаморфитов гранулитовой фации [64]. Цирконы гетерогенны, причем ядра выделяются более темными тонами окраски. Микронзондовые исследования (см. рис. 64, III, 65, в) показали, что ядро, которое по оптическим данным выделяется по характерному пятнистому строению, резко обособляется благодаря особенностям вхождения Fe и ограничению радиальных трещин в оболочке. Кроме того, ему присущи повышенные содержания U, Th, Hf, Y, P, корреляция Pb с U и Th, хотя в целом распределение элементов в объеме кристалла крайне неравномерное.

По-видимому, при образовании оболочки ядро подверглось существенной перекристаллизации, и лишь в отдельных, весьма небольших участках могла сохраниться "память" о времени гранулитового метаморфизма. Система в возрастном отношении близка к моногенной, т.е. получение сходящихся возрастных значений U-Th-Pb методом для нее вполне допустимо.

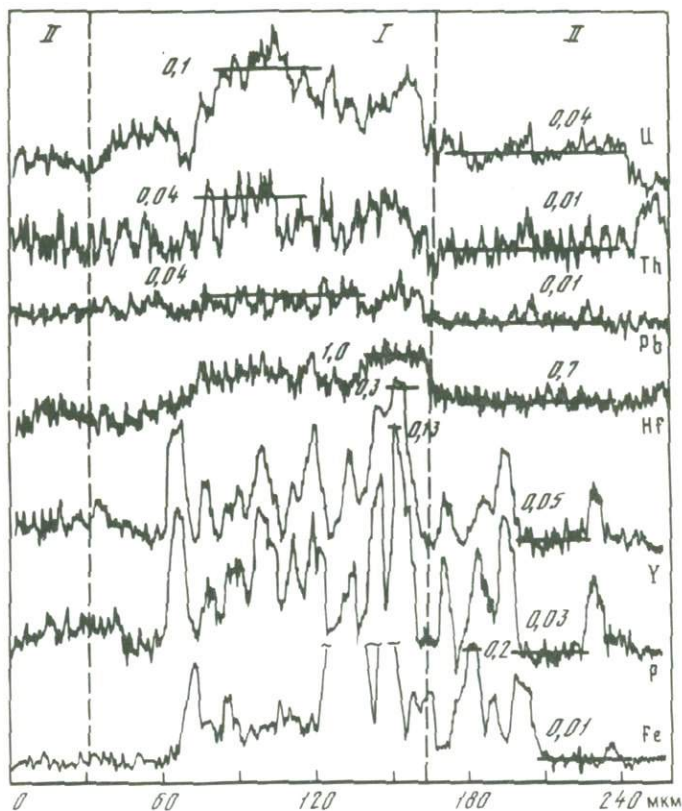
Среди амфибол-биотитовых гнейсов александровского комплекса обнаружены останцы меланократовых гнейсов с реликтами гиперстена. Цирконы этих гнейсов по внешним признакам подобны цирконам гранулитов, но по строению и составу уже



Р и с. 65 (окончание)

приближаются к цирконам метаморфитов амфиболитовой фации (рис. 66, см. вкл.). На плоскости среза хорошо заметны реликты более кристаллического и трещиноватого материала (розоватого, иногда с голубоватым оттенком), окруженного однородным, серого цвета, полупрозрачным веществом (см. рис. 66, а—е). Взаимотношения обеих фаз наглядно иллюстрируются распределением Fe. Реликтовый материал I имеет расчетный возраст не менее 2,5 млрд. лет и характеризуется пониженным содержанием U, повышенным — Y и P, что отвечает первичному распределению. Возраст новообразованной фазы II — 1,85 млрд. лет, что можно интерпретировать как время диафореза амфиболитовой фации.

В заключение рассмотрим цирконы из лейкократовых гнейсов (лептинитов) талдыкской серии мугоджарского комплекса, вопросы геологии которого описаны достаточно подробно [96]. Метаморфизм комплекса соответствует амфиболитовой фации, широко проявлены мигматизация и гранитизация. Цирконы гнейсов обладают признаками, отличающими их от рассмотренных ранее. Прежде всего это исключительная, контрастно выраженная оптическая гетерогенность, обусловленная сосуществованием двух разновидностей (рис. 67, 1—4, см. вкл.). Первая из них (I), занимающая центральную часть кристаллов, имеет поликристаллическое строение, насыщена включениями, полупрозрачная или непрозрачная, светло-коричневого цвета, с пониженным двупреломлением. Периферические зоны кристаллов, а также участки вокруг трещин сложены однородным прозрачным кристаллическим материалом бледно-розового цвета, соответствующим II разновидности. Соотношение объемов обеих разновидностей в пределах кристалла может быть любым. Гетерогенность кристаллов четко проявляется и при микронзондировании. Центральная часть (разновидность I) кристалла (хорошо заметна на 4а — 4в, при профильной фоторегистрации U) характеризуется повышенными концентрациями U, Th, Hf, Y, P, Fe (и Ca), причем последние приурочены в основном к включениям (рис. 68). При перекристаллизации происходит очистка ее от примесей и возрастание кристалличности, что соответствует появлению разновидности II. Высокие и коррелируемые содержания Y и P указывают на обогащенность цирконов I



Р и с. 68. Состав цирконов гнейсов мугоджарского комплекса (профиль съемки — см. рис. 67, 4в)

ксенотимовой составляющей. В качестве субстрата лептинитов следует предполагать кислые породы (или метасоматиты), обогащенные редкими элементами и фосфором. Их расчетный возраст не менее 2 млрд. лет. Кроме того, цирконы I подобны догранулитовой разновидности цирконов тараташского комплекса, возраст которых превосходит 2,80 млрд. лет.

ЦИРКОНЫ МЕТАМОРФИТОВ ФАЦИИ ЗЕЛЕННЫХ СЛАНЦЕВ

Цирконы, возникновение которых связано только с метаморфизмом фации зеленых сланцев, практически не встречаются. Можно говорить лишь об особенностях изменения магматогенных, метаморфогенных или терригенных цирконов, подвергшихся такому метаморфизму.

Цирконы порфиридов, испытавших зеленосланцевый метаморфизм (аралбайская, жийдинская и другие серии, Центральной Казахстан), характеризуются однородностью состава, строгим идиоморфизмом; они бесцветны или окрашены в розово-желтоватый цвет, прозрачны, изредка полупрозрачны, содержат игольчатые включения. Это типичные магматогенные цирконы, изменения которых выражаются в частичном помутнении, появлении различных деформаций, поверхностном растворении.

Обломочные цирконы бластопсаммитовых серицит-кварцитовых сланцев и кварцитов (жийдинская, майтибинская и божажакская серии) имеют округлую форму с редкими следами огранки, бесцветны или окрашены в розовый цвет различной густоты, прозрачны или полупрозрачны. Содержат мелкие включения непрозрачного вещества, обладают зональностью, рисунок которой часто затушеван процессами разрушения. Новообразование проявлено в виде выростов и тонких оболочек.

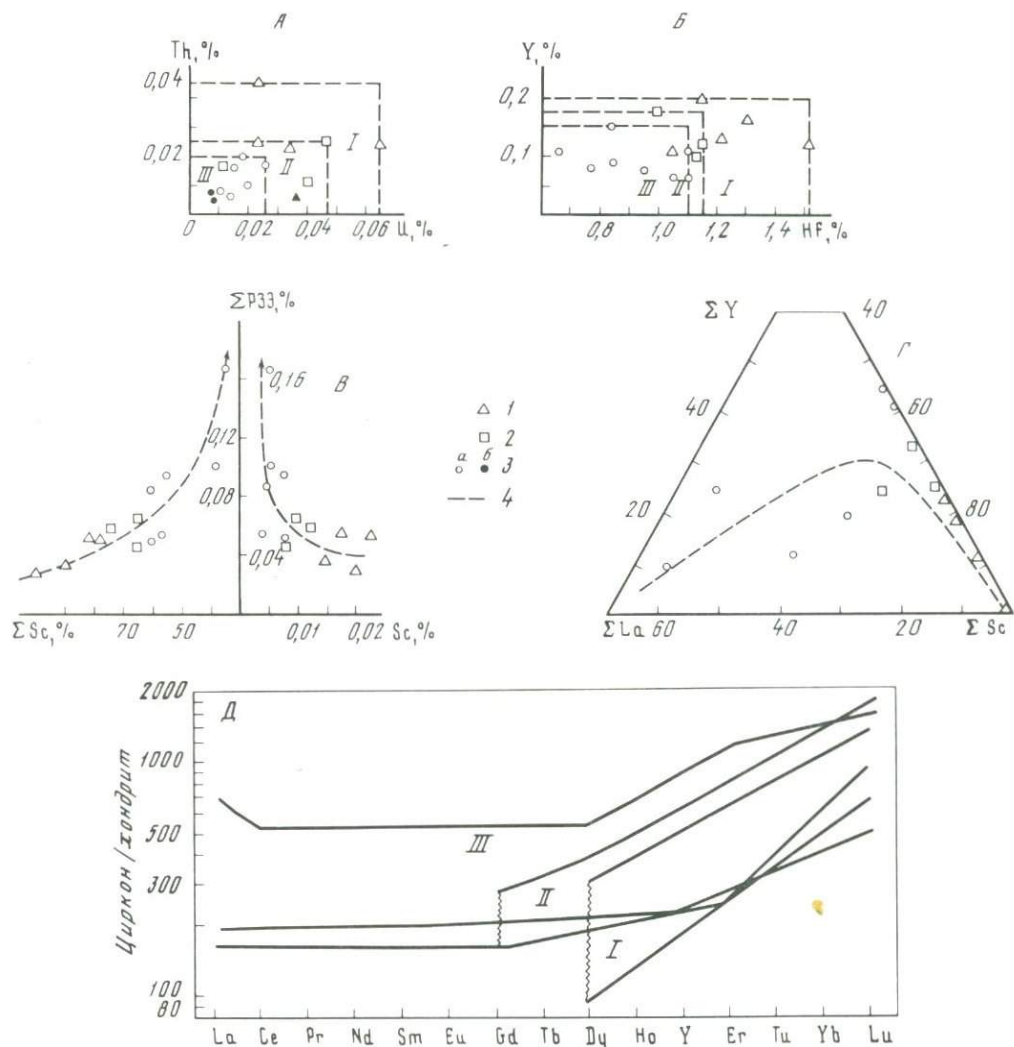
Обломочные цирконы из кварцитов (кокчетавская серия) преимущественно светлые, розоватые или желтоватые, прозрачные и полупрозрачные. Благодаря хорошей сорти-

рованности и окатанности они отличаются от рассмотренных выше обломочных цирконов практически полным отсутствием новообразований.

Микрозондовые и оптические исследования цирконов метаморфитов фации зеленых сланцев не проводились, поскольку в основном они наследуют свойства цирконов предшествующих пород.

СОСТАВ ЦИРКОНОВ ЧАРНОКИТОИДОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ РАЗЛИЧИЙ

Данные табл. 6 и рис. 69 подтверждают вывод о низких содержаниях U и Th в цирконах чарнокитоидов зон глубинных разломов, что можно объяснить их связью с мантийными образованиями. Соответственно обогащенность радиоактивными элементами цирконов I и II типов предполагает генетическую связь с сиалическим материалом (гранито-гнейсовым фундаментом), содержание U и Th в котором значительно больше. От I к III типу цирконов снижается содержание Hf и Sc и возрастает Σ РЗЭ, в основном



Р и с. 69. Состав цирконов чарнокитоидов

1 — складчатых; 2 — позднекладчатых; 3а — зон глубинных разломов, 3б — по [11, 114]; 4 — на А — Б — вариации содержаний по данным микрозондирования, на В — Г — тенденции изменений

Т а б л и ц а 6. Состав цирконов чарнокитоидов (в %) *

Элемент	Тип чарнокитоидов							
	I				II			
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	0,007	Не обн.
Ce	"	"	"	"	—	"	Не обн.	"
Nd	"	"	"	"	—	"	"	"
Gd	"	"	"	"	—	"	0,06	"
Dy	"	0,004	0,01	0,012	—	0,016	0,01	0,015
Er	0,008	0,009	0,014	0,010	—	0,007	0,012	Не обн.
Tm	Не обн.	Не обн.	0,003	Не обн.	—	Не обн.	0,005	0,004
Yb	0,017	0,02	0,022	0,025	—	0,020	0,021	0,032
Lu	0,004	0,003	0,005	0,006	—	0,004	0,005	0,008
Σ La	—	—	—	—	—	—	10,6	—
Σ Y	—	11,1	18,5	22,6	—	34,1	24,3	25,5
Σ Sc	100	88,9	81,5	77,4	—	65,9	65,1	74,5
Σ PЗЭ	0,029	0,036	0,054	0,053	—	0,047	0,066	0,059
Y	0,16	0,11	0,13	0,12	0,20	0,12	0,12	0,18
Hf	1,31	1,05	1,22	1,52	1,16	1,15	1,15	1,0
U	0,037	0,024	0,023	0,035	0,066	0,047	0,012	0,41
Th	0,006	0,045	0,025	0,023	0,024	0,025	0,017	0,11
Sc	0,02	0,015	0,023	0,018	—	0,008	0,01	0,12

* Pr, Sm, Eu, Tb, Ho — не обнаружены. PЗЭ, Sc, Y, Hf — определены количественным спектральным методом в ИМГРЭ с точностью ± 16% по методике [71], Σ La = La—Nd; Σ Y = Sm—Ho, Σ Sc = Er—Lu [81], U и Th обр. 1 — из [11, обр. 618], обр. 9, 10 — из [114, обр. 9, 11]; остальные

за счет легких составляющих. На тройной диаграмме (см. рис. 69) заметна эволюция состава PЗЭ от существенно Σ Sc (I тип) к сложному Σ Sc + Σ Y (II тип) и, наконец, к комплексному V-образному (III тип). Особенно хорошо отражает эту эволюцию нормирование состава цирконов (см. рис. 69, Д), при котором заметны не только усложнение спектра PЗЭ, но и рост их содержания при переходе от цирконов I и III. Подобная тенденция в поведении примесей ранее отмечалась для самих чарнокитоидов [127]. Известно, что состав и содержание PЗЭ в цирконах во многом зависят от поведения щелочей, особенно K₂O. По-видимому, и обогащенность цирконов III легкими лантаноидами определяется геохимической связью с K₂O, содержание которой в чарнокитоидах зон глубинных разломов на 1,0–1,5% выше, чем в других типах. Прямым подтверждением подобной зависимости является наибольшая обогащенность легкими землями тех разновидностей цирконов, которые выделены из гранитизированных, обогащенных K и Si разновидностей чарнокитоидов (см. табл. 6, обр. 7, 14, 16). Следовательно, при гранитизации, которая может сопровождаться интенсивной перекристаллизацией цирконов, их петрологическая информативность относительно природы материнских пород в значительной мере теряется.

Из рассмотренных данных видно, что чарнокитоиды различного генезиса содержат цирконы с определенными минералого-геохимическими особенностями. Прежде всего это ярко выраженная оптическая гетерогенность цирконов I и II. Особенности строения ядер (округлые, со следами дробления, призматические, зональные, с пузырьками и др.) и наличие протоядер позволяют считать, что субстратом складчатых и позднескладчатых чарнокитоидов служили не только осадочные, но и магматические и метаморфические породы. Большинство ядер цирконов I окатанные; соответственно лишь складчатые чарнокитоиды наиболее полно отвечают представлениям о парачарнокитовой формации. Для чарнокитоидов II вероятен эффузивно-осадочный субстрат, поскольку цирконы содержат значительную долю идиоморфных ядер. Метаморфиты, которые были затронуты чарнокитизацией, соответствовали, по-видимому, гранулитам разного состава, т.е. чарнокитоиды несут признаки полиметаморфических образований. Последнее согласуется с данными В.М. Шемякина [127], который отме-

Тип чарнокитоидов

III

	9	10	11	12	13	14	15	16
He обн.	0,008	—	—	—	He обн.	He обн.	He обн.	0,030
"	He обн.	—	—	—	"	0,032	"	0,062
0,017	0,023	—	—	—	"	He обн.	"	He обн.
He обн.	0,010	—	—	—	"	"	"	"
0,016	He обн.	—	—	0,023	0,024	0,020	0,016	0,016
0,014	0,012	—	—	0,010	0,012	0,010	0,016	0,016
He обн.	He обн.	—	—	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
0,032	0,034	—	—	0,018	0,023	0,018	0,038	0,038
0,007	0,006	—	—	0,003	0,003	0,002	0,007	0,007
19,8	33,4	—	—	—	38,3	—	54,4	54,4
18,6	10,8	—	—	43	24,4	40	9,4	9,4
61,6	55,8	—	—	57	37,3	60	36,2	36,2
0,086	0,093	—	—	0,054	0,10	0,05	0,169	0,169
0,15	0,11	0,09	0,08	0,063	0,073	0,065	0,110	0,110
0,84	0,66	0,84	0,77	1,1	0,095	1,05	1,10	1,10
0,008	0,008	0,014	0,01	0,018	0,020	0,015	0,026	0,026
0,006	0,007	0,006	0,008	0,02	0,010	0,016	0,017	0,017
0,005	0,008	—	—	0,004	0,006	0,008	0,006	0,006

определены нейтронно-активационным методом с точностью $\pm 20\%$. Обр. 1,3 — район Порьей Губы; обр. 2, 4, 5 — тараташский комплекс; обр. 6–8 — район ст. Кица; обр. 9, 10 — Северная Карелия; обр. 11–16 — Юго-Западный Памир.

чает генетическую связь чарнокитоидов с двупироксеновыми сланцами кольской серии. Участие расплава в образовании чарнокитоидов находит подтверждение в единичных кристаллах среди цирконов I и в 10–12% — среди цирконов II. Дробление и залечивание кристаллов также предполагает взаимодействие твердого субстрата и расплава. В целом можно говорить о том, что чарнокитоиды I отвечают начальному, а чарнокитоиды II — более позднему этапу единого процесса чарнокитизации, с усилением которого растет не только объем расплавленного материала, но и степень перекристаллизации цирконов.

Магматическая природа цирконов III типа, а следовательно, и чарнокитоидов зон глубинных разломов проявляется четко. Смена зональных кристаллов незональными с разнообразными включениями свидетельствует о резких изменениях условий кристаллизации. По сути дела, в одной пробе наблюдаются несколько последовательных генераций цирконов. По аналогии с цирконами гранитоидов различных фаций глубинности [45] можно считать, что ранние (зональные) генерации возникли в абиссальных, а поздние (с включениями) в гипабиссальных условиях. Зональность цирконов III обычно возникает при медленном охлаждении расплава, когда каждая последовательная зона находится в равновесных условиях с окружающей средой, а проявление кристаллизационной силы препятствует захвату включений. Увеличению скорости роста кристаллов при остывании способствует появление дополнительных объемов летучих и воды за счет отжима из расплава или захвата из вмещающих пород [127], что неизбежно приведет к захвату различных включений, среди которых могут быть как более ранние минералы, так и капли расплава. Другими словами, цирконам III свойственны также признаки, которые наблюдаются раздельно у глубинных и гипабиссальных гранитоидов. Подобный вывод следует также из нахождения в чарнокитах ксенолитов эффузивных пород.

Полые (газово-жидкие?) включения, встреченные во всех разновидностях цирконов, указывают на приуроченность чарнокитообразования к тектонически ослабленным зонам (зонам растяжения). На более поздних этапах, сопряженных, по-видимому, с периодами тектонического сжатия или перемещения глубинного материала вверх, возникали критические напряжения, приводящие к дроблению цирконов. При этом

предполагается незначительное смещение материала, так как отдельные части кристаллов остались в соприкосновении.

Особое значение приобретает вопрос о геохимической гетерогенности цирконов в связи с возрастными определениями. Различный состав ядер и оболочек требуют критической оценки каждой датировки, конкретного согласования с петрологическими и геологическими данными. Без этого перевод цифры в ранг возрастного показателя и последующее "согласование" с ним геолого-стратиграфических материалов не может считаться оправданным.

В каждом отдельном случае требуется независимое решение вопроса о гомогенности цирконов, используемых в качестве возрастных индикаторов.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЦИРКОНОВ И АПАТИТОВ МЕТАМОРФИТОВ УРАЛА

Изучение редких земель в цирконах и апатитах метаморфических пород выполнено в основном на уральском материале. Иногда привлекались данные по распространенности РЗЭ и в породах, из которых выделены акцессории.

Поскольку речь идет о конкретных объектах регионального характера, кратко рассмотрим особенности геологического строения и некоторые дискуссионные вопросы происхождения гнейсово-мigmatитовых комплексов (выступов глыб кристаллического фундамента) Урала, детально изложенные во многих работах [35, 36, 40, 88 и др.].

В соответствии с развиваемыми в последние годы представлениями Урал может быть разделен на два сектора — палеоконтинентальный и палеоокеанический. В первом, традиционно известном как миогеосинклиальный, выступы фундамента Русской платформы (Тараташский, Александровский, Харбейский) приурочены к главным изгибам уральского подвижного пояса западного склона Урала, во втором (собственно эвгеосинклиальном) они расположены в виде тектонических клиньев (Ильменогорский, Салдинский, Мурзинский, Сысертский, Мугоджарский) среди метаморфитов новообразованного "гранитного слоя" восточного склона Урала (рис. 70). Схематический разрез докембрия Урала при этом может быть сопоставлен с опорными разрезами фундамента Русской платформы [51].

В палеоконтинентальном секторе наибольший интерес представляет Тараташский выступ (комплекс), который выходит на поверхность среди рифейских толщ в одноименном поднятии и наиболее изучен петрологическими и геохронологическими методами [53, 69]. Породы комплекса представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гиперстеновыми метадиоритами, гнейсами и кварцито-гнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, графитом, рудными магнетитсодержащими кварцитами, эндробитами и чарнокитами. Условия гранулитового метаморфизма отвечают алданской фации глубинности ($T = 700-750^{\circ}\text{C}$, $P = 8-10$ кбар). Выделено несколько этапов диафореза (в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации) и гранитизации.

Александровский комплекс является представителем нижнепротерозойских (докарельских) метаморфических образований. Единичные определения возраста (1,9–2,2 млрд. лет) датируют ранние этапы его метаморфизма и гранитизации.

Гнейсово-мigmatитовые комплексы палеоокеанического сектора приурочены к ядрам крупных антиклинальных структур (Восточно-Мугоджарскому и Сысертско-Ильменогорскому антиклинориям, Салдинскому поднятию). Докембрийские образования в пределах этих комплексов слагают сравнительно небольшие блоки (клинья), возрастные интервалы которых (1,8–2,0 млрд. лет) интерпретируются как этап регионального метаморфизма амфиболитовой фации. При этом допускается существование реликтов метаморфических пород более древнего возраста. Сказанное в полной мере относится к селянkinской толще — самой нижней в разрезе ильменогорского комплекса. Она датирована наиболее надежно (1,82 млрд. лет) и используется в качестве геохронологического репера нижних частей разреза гнейсово-мigmatитовых комплексов палеоокеанического сектора. Аналогами селянkinской свиты, по геологическим и отчасти геохронологическим данным, являются метаморфиты основания харбейского, салдинского и, возможно, мугоджарского комплексов.

Остро дискуссионны вопросы о соотношении древних образований с окружающими

Р и с. 70. Полиметаморфические комплексы Урала

1 — цифры на схеме: 1 — тараташский, 2 — александровский, 3 — уфалейский, 4 — ильменогорский, 5 — сысертский, 6 — мурзинский, 7 — салдинский, 8 — мугоджарский; 2 — границы палеоконтинентального (I) и палеоокеанического (II) секторов (IIa — Тагило-Магнитогорский прогиб, IIб — Восточно-Уральское поднятие, IIв — Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие); 3 — границы Восточно-Уральского поднятия

эвгеосинклинальными палеозойскими отложениями; проблематична формационная принадлежность верхних частей разрезов гнейсовых комплексов, представленных существенно амфиболитовыми толщами при подчиненной роли плагиогнейсов, кварцитов, метаморфизованных гипербазитов и габброидов (ильменогорская свита и др.). Среди амфиболитов ильменогорской свиты, продолжающей разрез вверх после сельянкинской, обнаружены тела (будины?) плагиогнейсов, возраст цирконов которых достигает 2,0 млрд. лет. Это указывает на гетерогенное строение свиты, предполагает смешение (скупивание) разновозрастного и генетически разнородного материала, включая реликты пород кристаллического фундамента.

Поскольку самые достоверные геологические и геохронологические данные существуют по ильменогорскому комплексу, он наряду с тараташским рассматривается наиболее детально.

Цирконы метаморфитов тараташского комплекса по составу РЗЭ неоднородны (рис. 71). В гранулитах и их слабо измененных разновидностях они бедны РЗЭ и Y (270–1630 и 550–1250 г/т соответственно), причем наблюдается зависимость от состава пород. Цирконы более основных гранулитов обеднены лантаноидами (Σ РЗЭ = 270–490 г/т) и Y (550–1000 г/т) и имеют ограниченный спектр (Y, Er–Lu). В цирконах кислых гранулитов содержания РЗЭ заметно выше (Σ РЗЭ = 860–1630 г/т, Y = 1200–1250 г/т) и спектр их более полный (Dy–Lu, Y). В небольших количествах появляются La, Ce, Nd.

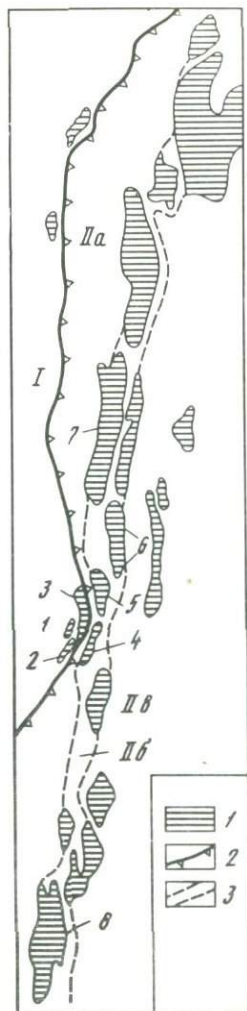
Диафорированные гранулиты содержат цирконы, обогащенные РЗЭ и Y (835–6821 и 750–1400 г/т) и имеющие практически полный спектр. В цирконах очковых гнейсов спектр уже имеет характерную V-образную форму, для которой минимум концентраций определяется промежуточными элементами.

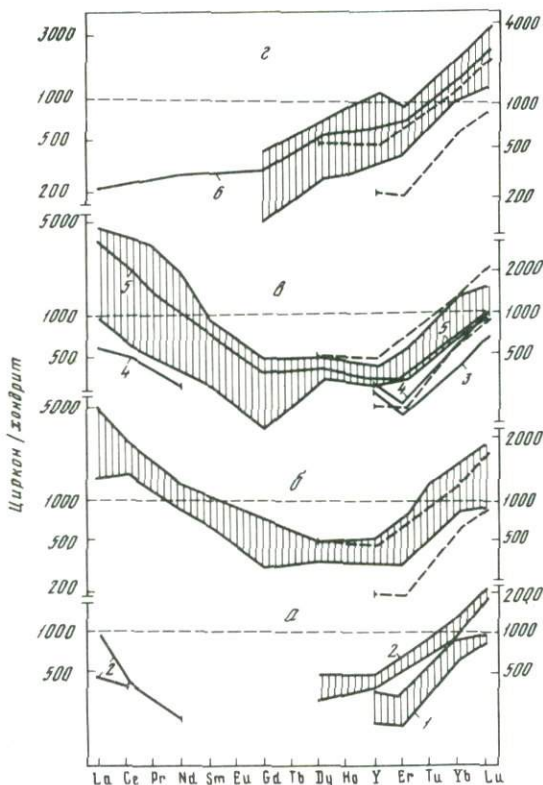
Апатиты метаморфитов тараташского комплекса концентрируют преимущественно цериевые РЗЭ, а доля La–Nd группы превышает 75% (рис. 72); вариации Σ РЗЭ и Y соответственно составляют 1446–4500 и 330–800 г/т. Отмечается слабая аномалия Eu (δ Eu ~ 0,7), рассчитанная по методу И.А. Филпотса [152]. Для апатита из диоритогнейсов (см. рис. 72) характерна более резко выраженная селективная концентрация цериевых РЗЭ (Σ La–Nd = 94,3%). В апатитах диафоритов также преобладают цериевые РЗЭ, но у них наблюдается и заметное увеличение иттриевых лантаноидов. Это вызывает снижение доли La–Nd группы до 61% и рост аномалии Eu (δ Eu = 0,3–0,7).

Из приведенных данных видно, что распределение РЗЭ в цирконах и апатитах во многом обусловлено уровнем метаморфизма и регрессивными преобразованиями пород.

Цирконы и апатиты из метаморфических комплексов палеоокеанической зоны Урала характеризуются более широкими вариациями содержаний и составов РЗЭ (см. рис. 71, 72).

Цирконы метаморфитов сельянкинской свиты (см. рис. 71) по составу РЗЭ достаточно однородны, а вариации РЗЭ (190–8490 г/т) обусловлены в основном цериевыми лантаноидами, концентрации которых меняются в 20–30 раз и более. Спектр РЗЭ имеет V-образную форму с минимумом у Gd=Ho и Y. Обращает на себя внимание различие в составах редких земель отдельных фракций (по крупности) цирконов. Наиболее мелкая (–0,1 мм) обогащена цериевыми РЗЭ и соответствует по составу





Р и с. 71. РЗЭ в цирконах метаморфитов Урала

а — основные (1) и кислые (2) гранулиты; *б* — диафориты амфиболитовой фракции тараташского комплекса; *в* — селянkinская свита: фракции цирконов плагигнейсов (в мм): 3 — (+0,25), 4 — (-0,25) — (+0,1-4), 5 — (-0,1); *г* — ильменогорская свита ильменогорского комплекса: 6 — анатектические граниты; пунктир — составы цирконов гранулитовой фации

Р и с. 72. РЗЭ в апатитах метаморфитов Урала

а — гранулитовая фация (1 — диорито-гнейсы); *б* — диафориты амфиболитовой фации тараташского комплекса; *в* — селянkinская свита (2 — амфиболиты, 3 — кварциты, 4 — гнейсы); *г*, *д* — ильменогорская свита (5 — биотит-гранатовые гнейсы, 6 — плагигнейсы, 7 — графитистые кварциты) ильменогорского комплекса (8 — глубоинные анатектические плагиграниты, 9 — калиево-натриевые граниты); пунктир — составы апатитов гранулитовой фации

основной массе цирконов селянkinской свиты. Напомним, что в цирконах тараташского комплекса подобный состав связан с влиянием высокотемпературного диафореза пород в условиях амфиболитовой фации. Более крупные по размеру цирконы лишены промежуточных (см. рис. 71, *в*, 3, 4) и цериевых (см. рис. 71, *в*, 3) лантаноидов, имеют пониженные концентрации иттриевых РЗЭ и Y и близки цирконам основных гранулитов тараташского комплекса. Это подтверждает вывод о сохранности в селянkinских метаморфитах реликтовых цирконов гранулитового облика.

Апатиты селянkinской свиты обнаруживают широкие вариации содержаний РЗЭ в зависимости от состава материнских пород (см. рис. 72). Минимальными концентра-

циями P3Э обладают апатиты амфиболитов ($\Sigma P3Э = 400-590$ г/т, $Y = 100$ г/г) и кварцитов ($\Sigma P3Э = 1120-2140$ г/т, $Y = 460-770$ г/т); а повышенными — апатиты гнейсов и мигматитов ($\Sigma P3Э = 3770-6150$ г/т, $Y = 650-880$ г/т). Содержания лантаноидов и Y в этой последовательности меняются в 10 раз и более. В селянкинских апатитах по сравнению с тараташскими несколько увеличивается содержание наиболее мелких иттриевых P3Э (Er—Lu, Y); дефицит Eu также незначителен. В целом для апатитов различных по составу пород селянкинской свиты характерен близкий тип распределения P3Э с отчетливым преобладанием цериевых P3Э над иттриевыми. Доля La—Nd группы составляет 72,5—85,8%, что близко составам апатитов тараташского комплекса.

Распределение P3Э в цирконах и апатитах метаморфитов ильменогорской свиты отличается от рассмотренного для селянкинской. Цирконы по составу P3Э однородны с высокими содержаниями P3Э (612—1710 г/т) и Y (940—3100 г/т) (см. рис. 71). Спектр P3Э ограничен Gd—Lu группой. Цериевые P3Э для большинства проб не характерны. Близкий состав P3Э обнаруживают цирконы анатектических гранитов Урала (см. рис. 71, з, б).

Среди апатитов ильменогорской свиты по особенностям распределения лантаноидов могут быть выделены три основных типа (см. рис. 72, з, д). I тип объединяет пробы малокальциевых биотит-гранатовых гнейсов с существенным преобладанием иттриевых P3Э над цериевыми (см. рис. 72, з, 5) и высокими концентрациями P3Э (2340—6510 г/т) и Y (1600—4700 г/т). Доля цериевых земель минимальна, а La—Nd группа составляет 46,6—55,75%; наблюдается преимущественное концентрирование промежуточных P3Э и значительная аномалия Eu ($\delta Eu = 0,17-0,36$). Зависимость нормированного распределения лантаноидов от их атомного номера близка к параболической. Апатиты I типа во многом подобны апатитам глубинных водно-анатектических гранитов Урала (см. рис. 72, з, 8, 9), которые пространственно ассоциируют с метаморфитами верхних частей разреза гнейсовых комплексов палеоокеанического сектора. В то же время для нижних частей разреза подобные составы апатитов не характерны. Апатиты II типа, выделенные из плагиогнейсов, также существенно обогащены иттриевыми землями (см. рис. 72, з, б) (La—Nd = 46,3—67,8%), но отличаются крайне низкими содержаниями P3Э (400—1390 г/т) и Y (170—500 г/т). Для них характерна значительная положительная аномалия Eu ($\delta Eu = 1,6-2,1$). По-видимому, низкие концентрации редких земель в апатитах свидетельствуют о первично-метавулканогенной (амфиболитовой) природе субстрата этих плагиогнейсов, а преобладание иттриевых P3Э (как и в апатитах I типа) объясняется близкими условиями метаморфизма. Некоторые плагиогнейсы и графитистые кварциты содержат апатиты III типа — с существенным преобладанием цериевых P3Э (см. рис. 72, д): $\Sigma (Lu-Nd) = 62,7-88,6\%$; $\Sigma P3Э = 2000-4600$ г/т; $Y = 250-680$ г/т. Аномалия Eu средней интенсивности ($\delta Eu = 0,41-0,74$). По соотношению редкоземельных элементов апатиты III типа близки к апатитам метаморфитов тараташского комплекса и селянкинской свиты.

Таким образом, все изложенное свидетельствует о существенной гетерогенности ильменогорского комплекса. Специфика состава P3Э в цирконах и особенно в апатитах метаморфитов селянкинской и ильменогорской свит, по-видимому, обусловлена не только различной природой их субстрата. Необходимо учитывать также различия в условиях метаморфизма и гранитизации пород обеих свит. В частности, сосуществующие гранаты и биотиты, состав которых соответствует условиям гранулитовой фации низкого давления, достаточно характерны для метаморфических образований селянкинской свиты. Только в виде реликтовых ассоциаций они могут быть обнаружены в диафоритах амфиболитовой фации. Близость составов цирконов и апатитов метаморфитов селянкинской свиты ильменогорского комплекса и гранулитов тараташского комплекса подтверждает фациальную близость этих образований. По-видимому, высокие содержания цериевых P3Э в некоторых цирконах селянкинской свиты (по аналогии с цирконами тараташского комплекса) могут рассматриваться как показатель их интенсивной перекристаллизации в условиях регрессивной амфиболитовой фации.

Подобие составов цирконов и апатитов (I и II типов) ильменогорской свиты с таковыми некоторых глубинных анатектических плагиогранитов свидетельствует, по-видимому, о синхронности процессов плагиогранитизации и метаморфизма. В то же время составы апатитов III типа допускают наличие среди плагиогнейсов и графит-

тистых кварцитов ильменогорской свиты сохранность производных более древнего (гранулитового?) этапа метаморфизма. Подтверждается это и нахождением здесь высокомагниевого гранатов и высокотитанистых биотитов, типичных для метаморфитов гранулитовой фации [33]. Однако таких реликтов очень мало, поскольку большинство цирконов содержит высокие концентрации иттриевых земель при незначительной доле цериевых, что не может считаться характерным ни для метаморфитов гранулитового уровня, ни для их диафторитов. Отмеченные особенности состава минералов подтверждают гетерогенность ильменогорской свиты как по составу исходных пород, так и по условиям метаморфизма. Можно, по-видимому, предполагать относительно небольшие блоки (будины) более древних (дорифейских) высоко метаморфизованных (вплоть до гранулитовой фации) пород среди относительно более молодых (рифейских—нижнепалеозойских) вулканогенно-осадочных образований (по-видимому, офиолитовой ассоциации), метаморфизованных в условиях прогрессивной амфиболитовой фации.

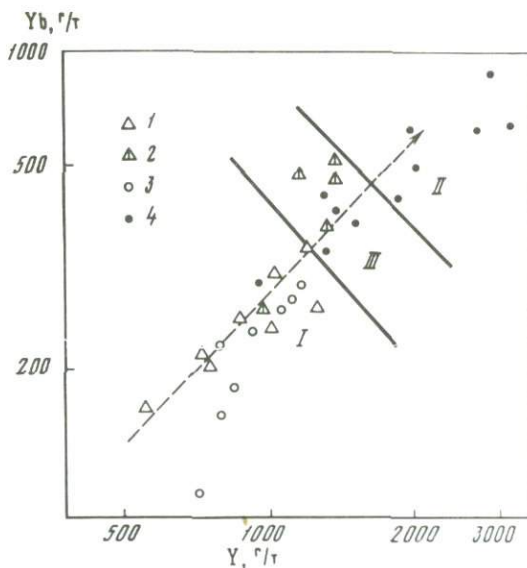
На графиках распределения La , Y и Yb в цирконах и апатитах (рис. 73—75) влияние фациальных условий образования метаморфитов проявляется в закономерных изменениях соотношений этих элементов. Гранулитовые цирконы содержат минимальные концентрации Y и Yb , но в процессе регрессивных преобразований пород они постепенно увеличиваются; цирконы метаморфитов, отвечающих прогрессивной амфиболитовой фации, имеют максимальные количества этих элементов. Значительные концентрации цериевых РЗЭ для ранних (собственно метаморфических) генераций цирконов гранулитовой и амфиболитовой фаций не характерны, а их появление сопряжено с высокотемпературным диафторезом и щелочным метасоматозом (гранитизацией).

Распределение Y и Yb у апатитов подобно установленному для сосуществующих цирконов (см. рис. 73, 74). Линейный характер распределения Y и Yb между цирконами и апатитами метаморфитов гранулитовой фации свидетельствует о высокой степени равновесности данного парагенезиса. Для тех же минералов селянkinской свиты фиксируется отчетливый сдвиг в сторону преимущественного (относительно цирконов) накопления в апатитах иттриевых земель. Это подтверждают и более высокие значения коэффициентов распределения (рассчитаны по методике [89]) Y и Yb в сосуществующих апатитах и цирконах для селянkinской свиты ($K_Y^{a-c} \sim 1,0$; $K_{Yb}^{a-c} \sim 0,020$), тогда как в тараташских гранулитах они соответственно составляют 0,3 и 0,12. Цирконы и апатиты ильменогорской свиты выделяются наиболее высокими концентрациями Y и Yb и повышенными значениями коэффициентов распределения (K_Y^{a-c} — до 1,3; K_{Yb}^{a-c} — до 0,40). Поскольку отношения La/Y (La/Yb) в апатитах и Y/Yb в сосуществующих цирконах определяются условиями регионального метаморфизма, могут быть выделены зоны, отвечающие гранулитовой (I) и амфиболитовой (II) фациям, а также высокотемпературным диафторитам (III) (см. рис. 73—75). Частичное перекрытие зон обусловлено, по-видимому, влиянием субстрата метаморфитов. Так, например, цирконы лейкократовых пород гранулитовой фации (см. рис. 73) и меланократовых пород амфиболитовой имеют явные черты сходства. В то же время соотношение между цериевыми и иттриевыми лантаноидами в апатитах наряду с несомненной зависимостью от фациальной принадлежности определяется и щелочностью среды. Это связано прежде всего со спецификой кристаллохимических и химических свойств самих лантаноидов, их способностью изменять валентность. Различие в основности РЗЭ, возрастающей по мере увеличения ионных радиусов от Lu к La , является важнейшим фактором, обуславливающим их разделение в природных процессах [14]. Поэтому метаморфиты гранулитовой фации (тараташский комплекс) и близкие к ним метаморфиты селянkinской свиты могут рассматриваться как фация пород повышенной щелочности, а амфиболитовой, представленной различными образованиями ильменогорской свиты, — повышенной кислотности.

На графике распределения La и Y (см. рис. 75) апатиты обеих фаций образуют независимые тренды, в каждой из них пропорциональный рост содержания лантаноидов происходит параллельно уменьшению основности пород в ряду основной гранулит (амфиболит—плаггиогнейс—кислый гранулит (малокальциевый гнейс)). Отсюда

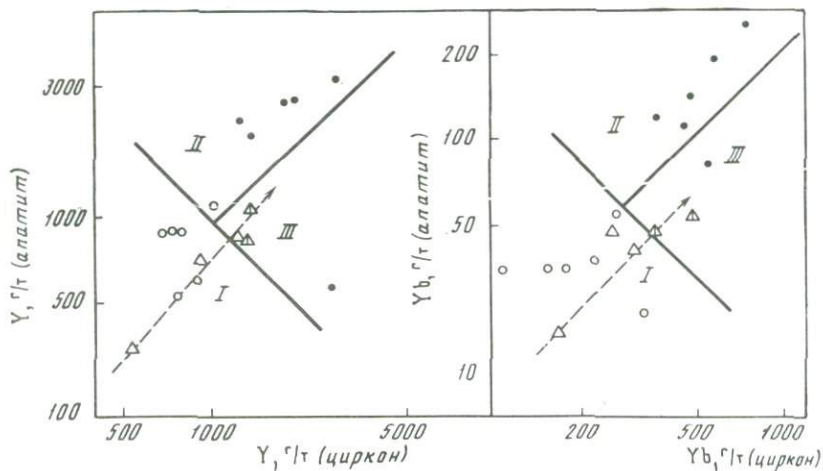
Р и с. 73. Распределение иттрий—иттербий в цирконах метаморфитов Урала

1 — гранулиты; 2 — диафториты тараташского комплекса; 3, 4 — ильменогорский комплекс; 3 — селянкинская свита, 4 — ильменогорская свита; поля: I — гранулитовой, II — амфиболитовой фаций, III — высокотемпературных диафторитов; пунктир — эволюция составов цирконов тараташского комплекса



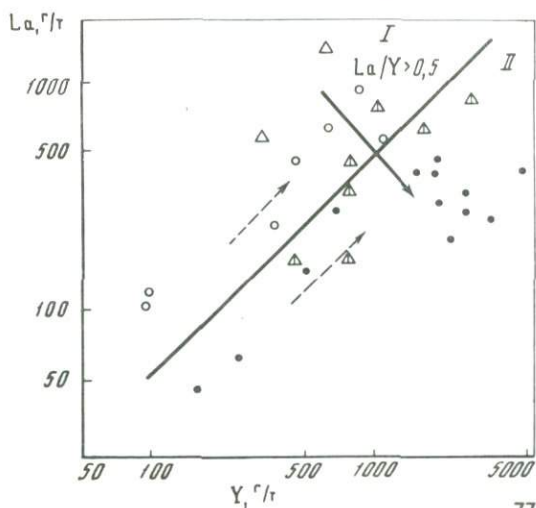
Р и с. 74. Распределение иттрий—иттербий в сосуществующих цирконах и апатитах метаморфитов Урала

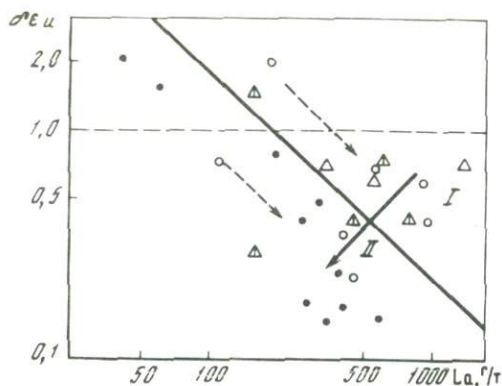
Условные обозначения те же, что и на рис. 73.



Р и с. 75. Распределение лантан—иттрий в апатитах метаморфитов Урала

Условные обозначения те же, что и на рис. 73; пунктирная стрелка — снижение основности пород, сплошная стрелка — эволюция апатитов при диафторезе





Р и с. 76. Соотношение $\delta \text{Eu} - \text{La}$ в апатитах метаморфитов Урала

Условные обозначения те же, что и на рис. 73

линейный характер распределения La и Y в апатитах может рассматриваться и как признак изофаціальности пород.

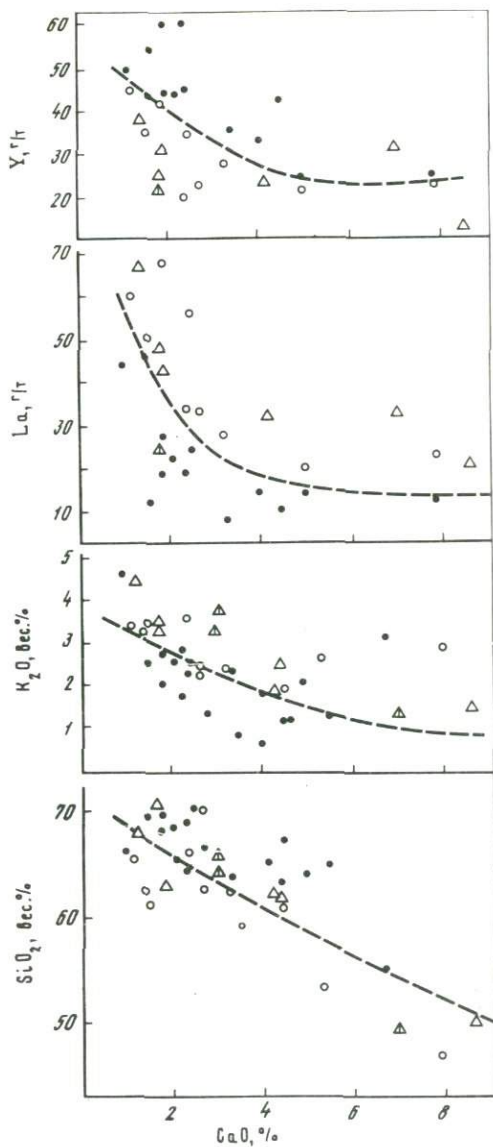
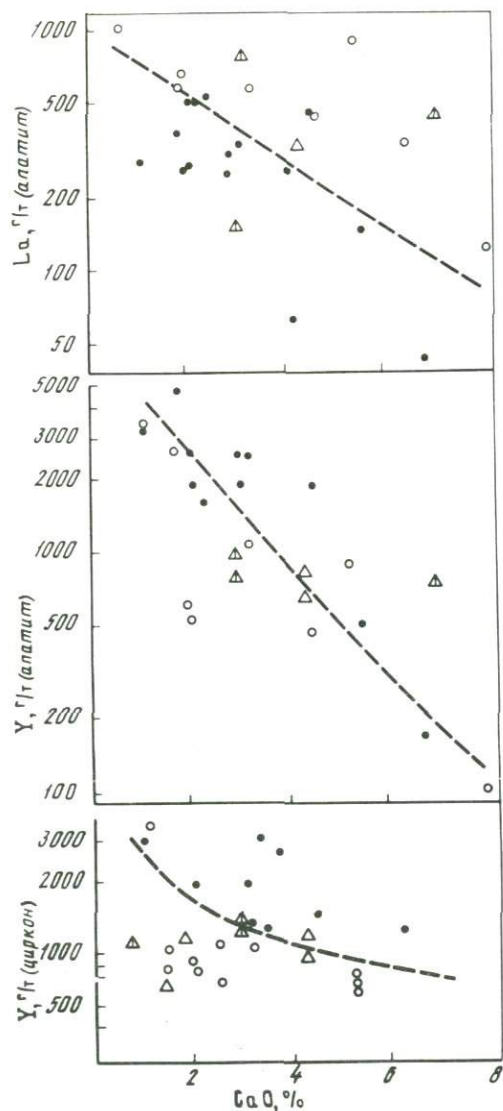
Фаціальная природа метаморфитов проявляется в распределении Eu в апатитах. Апатиты гранулитов тараташского комплекса характеризуются наиболее высокими его содержаниями — 20–52 г/т. Некоторое уменьшение значений δEu в апатитах из диафторитов обусловлено преобладающим ростом относительно Eu содержаний иттриевых РЗЭ, особенно Sm и Gd, коэффициенты нор-

мирования которых используются для расчета величины δEu . Близкие концентрации Eu обнаруживают и апатиты селянkinской свиты, хотя разброс содержаний (6–50 г/т) в них более значительный. Наиболее низкими и выдержанными концентрациями Eu (16–33 г/т) при широких вариациях других РЗЭ характеризуются апатиты ильменогорской свиты, что сопровождается соответствующими колебаниями δEu (0,17–2,1). Корреляция δEu с содержаниями других РЗЭ, в первую очередь с La (рис. 76), показывает тенденцию увеличения дефицита (рост аномалии) Eu в апатитах с понижением фаций регионального метаморфизма и при регрессивных изменениях пород (на рис. 76 эта тенденция показана сплошной стрелкой).

В ряду апатитов близкой фаціальной принадлежности также наблюдаются заметные вариации значения δEu , но при этом рост аномалии коррелируется с возрастанием содержаний других РЗЭ, в частности с La (см. рис. 76, пунктирные стрелки). Отсюда становится понятным нахождение в породах ильменогорской и селянkinской свит апатитов как с положительными ($\delta \text{Eu} > 1$), так и с отрицательными ($\delta \text{Eu} < 1$) аномалиями этого элемента. Первые встречаются среди наиболее бедных РЗЭ апатитов из пород повышенной основности и графитистых кварцитов, вторые характерны для богатых РЗЭ апатитов кислых гранулитов и малокальциевых гнейсов. В целом увеличение дефицита Eu в апатитах с понижением фаций регионального метаморфизма и основности пород сопровождается ростом окислительного потенциала среды [152].

Влияние состава пород на распределение РЗЭ в цирконах и апатитах иллюстрируется рис. 77, 78. Понижение в породах содержания CaO сопровождается возрастанием концентраций SiO_2 , K, La, Y; наблюдается рост последних и в минералах. Для метаморфитов ильменогорской свиты в целом характерны повышенные концентрации SiO_2 и Y, а для селянkinской и тараташского комплекса — K_2O и La (см. рис. 78). С ними коррелируются повышенные концентрации Y в апатитах и цирконах ильменогорской свиты и La — в апатитах селянkinской свиты и тараташского комплекса (см. рис. 77). Таким образом, в распределении La и Y в метаморфических минералах и горных породах существует заметная аналогия.

Отмеченные особенности поведения редкоземельных элементов проявляются и на обобщенной диаграмме (рис. 79). В породах тараташского комплекса и селянkinской свиты заметно явное преобладание La, а в метаморфитах ильменогорской свиты — Y. По соотношению La и Y глиноземистые гнейсы тараташского комплекса и селянkinской свиты наиболее близки к осадочным образованиям платформ, а амфиболиты и плагиогнейсы ильменогорской свиты — к эвгеосинклинальным, островодужным формациям. Таким образом, специфика состава РЗЭ метаморфических пород Урала во многом обусловлена различной природой сравниваемых комплексов. Кроме того, на примере метаморфических комплексов Урала обнаруживаются такие же основные закономерности распределения РЗЭ, которые характеризуют в целом магматические образования главнейших геотектонических режимов Земли и особенно четко проявляются при сопоставлении продуктов океанического и континентального магматизма. Первые, как известно, обеднены легкими лантаноидами [129], с чем связаны и крайне низкие значения La/Y отношений в океанических толетах ($< 0,25$). В то же время продукты остро-

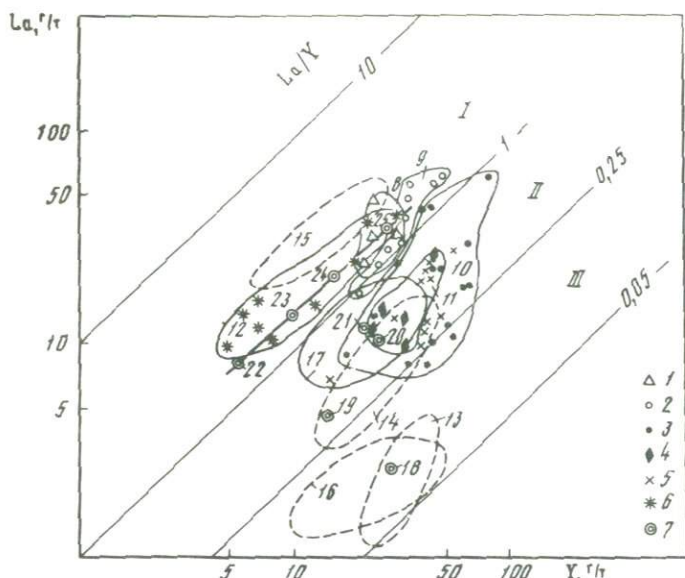


Р и с. 77. Влияние состава метаморфитов (CaO) на распределение РЗЭ в цирконах и апатитах
 Условные обозначения те же, что и на рис. 73; пунктирной линией разделены селянкинская и
 ильменогорская свиты

Р и с. 78. Пороодо бразующие и РЗЭ в породах тараташского и ильменогорского комплексов
 Условные обозначения те же, что и на рис. 73

водужного (эвгеосинклиального) и континентального магматизма имеют последовательно более высокую степень фракционирования легких РЗЭ: в первых $1 > \text{La}/\text{Y} > 0,25$, во вторых $\text{La}/\text{Y} > 1$. Для континентального магматизма заметна близкая аналогия в составах РЗЭ с осадочными образованиями платформ [5, 129, 145]. Вероятно, некоторое накопление легких лантаноидов в древних метаморфитах Урала (тараташский комплекс и др.) могло произойти и при усилении степени метаморфизма (особенно при ультраметаморфизме и гранитизации) [94].

Распределение РЗЭ в цирконах и апатитах из других гнейсово-мигматитовых комплексов палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала (рис. 80, 81)



Р и с. 79. Распределение лантан—иттербий в горных породах различного генезиса

1 — гранулиты; 2 — диафториты тараташского комплекса; 3 — селяннинская свита; 4 — мурзинский гнейсовый комплекс; 5 — максютовский эклогит-глаукофан-сланцевый комплекс; 6 — раннерифейские осадочные породы Урала (айская свита); 7 — средние содержания La и Y в некоторых породах главных геотектонических режимов Земли (по литературным данным); 8—17 — поля: 8 — метаморфитов тараташского комплекса, 9 — селяннинской свиты, 10 — ильменогорской свиты, 11 — мурзинского комплекса, 12 — осадочных пород айской свиты, 13 — толеитов грабена Красного моря [102], 14 — андезитов и базальтов Курило-Камчатской островной дуги [5], 15 — гранулитов Швеции [145], 16 — рифтогенного комплекса офиолитовой ассоциации Урала [102], 17 — метаморфитов и габброидов Платиноносного пояса Урала; 18—25 — средние составы пород: 18 — толеитов Срединно-Атлантического хребта [129], 19 — акелотитов, 20 — высокоглиноземистых базальтов островных дуги континентов, 21 — андезитов островных дуг, 22 — карбонатов, 23 — песков, 24 — осадочных пород, 25 — глини платформ [5] (линия 22—25 — распределение La и Y в осадочных породах платформ); составы P3Э: I — платформенного ($La/Y > 1$), II — островодужного или геосинклинального ($1 > La/Y > 0,25$), III — океанического ($La/Y < 0,25$) режимов Земли

указывает на возможную принадлежность некоторых из них к производным гранулитового метаморфизма, продукты которого большей частью переработаны наложенными процессами. Наиболее убедительные данные в этом отношении представляют согласующиеся значения по отдельным пробам цирконов и апатитов александровского, салдинского и мугоджарского комплексов. Цирконы последнего, как и цирконы гранулитов тараташского комплекса, характеризуются крайне низкими содержаниями Y, Yb и других иттриевых P3Э, а апатиты — существенным преобладанием цериевых P3Э над иттриевыми ($La-Nd = 68-88,7\%$). Кроме того, в цирконах мугоджарского комплекса значительны концентрации цериевых лантаноидов, что обуславливает V-образный тип распределения, близкий к отмеченному для цирконов диафторитов тараташского комплекса и гнейсов селяннинской свиты ильменогорского комплекса.

Наряду с гранулитовым (весьма редким, реликтовым) в преобладающей части существующих цирконов и апатитов александровского, мугоджарского, мурзинского и сысертского комплексов отмечается и "амфиболитовый" тип распределения P3Э, с более высокими концентрациями Y и Yb в цирконах, с существенно иттриевыми составами P3Э ($La-Nd = 31-52,8\%$) и интенсивной аномалией Eu (δEu до 0,33) в апатитах. По составу лантаноидов последние близки к цирконам и апатитам ильменогорской свиты, отвечая метаморфизму амфиболитовой фации. Обычно эти метаморфиты пространственно связаны или с зонами площадной плагиогранитизации, или с массивами глубинных анатектических калиево-натриевых гранитов позднепалеозойского (Средний и Южный Урал) или среднепалеозойского (Восточно-Мугоджарское поднятие) этапов орогена.

Рассмотренные соотношения цериевых и иттриевых P3Э в цирконах, апатитах и горных породах являются своеобразными индикаторами формационной и фациальной

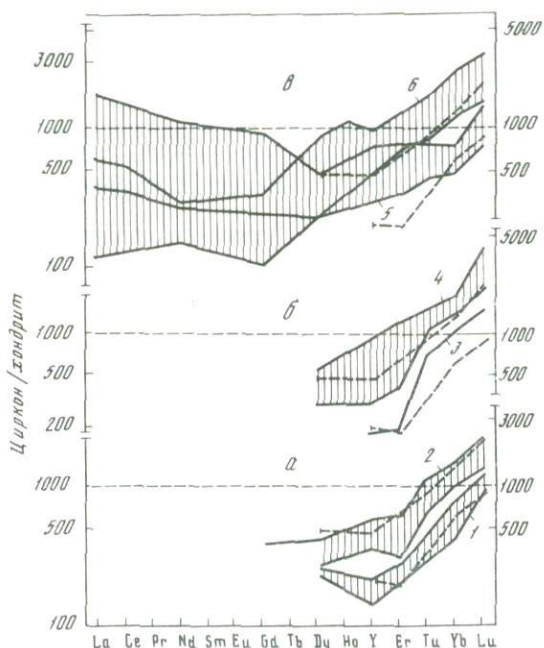


Рис. 80. РЗЭ в цирконах метаморфических комплексов Урала
 а — александровский (1 — амфиболитовые плагииогнейсы, 2 — кварцито-гнейсы и биотитовые гнейсы); б — салдинский (3), музинский (4); в — мугоджарский (5 — плагииогнейсы, амфиболовые гнейсы, 6 — биотитовые гнейсы, кварцито-гнейсы); пунктир — составы цирконов гранулитовой фации

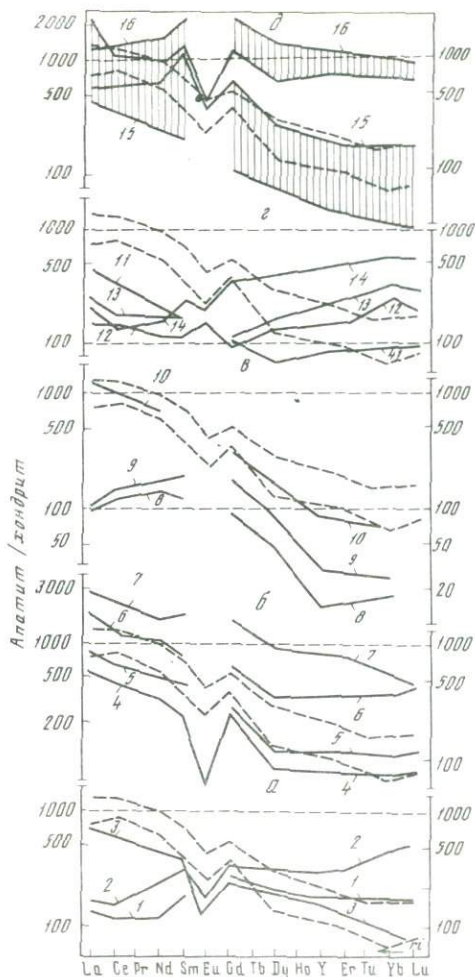


Рис. 81. РЗЭ в апатитах метаморфических комплексов Урала
 а — александровский (1, 2 — амфиболовые плагииогнейсы, 3 — биотитовые гнейсы); б — музинский (4, 5 — биотит-амфиболовые плагииогнейсы, 6 — графитовый кварцит, 7 — биотитовый гнейс); в — салдинский (8, 9 — амфиболиты, 10 — плагииогнейсы); з — сырертский (11 — амфиболит, 12 — биотитовый гнейс, 13 — плагииогранит) и суундуский (14 — биотитовый гнейс); д — мугоджарский (15 — амфиболиты, 16 — биотитовые гнейсы); пунктир — составы апатитов гранулитовой фации

природы метаморфитов. Они могут быть использованы также и при корреляционных сопоставлениях метаморфитов палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Урала. Последнее представляется особенно важным для установления природы докембрийских блоков (подобных селянкинскому), сохранившихся среди палеозойских эвгеосинклинальных толщ восточного склона Урала (салдинский, восточно-мугоджарский и др.).

Кроме того, с обнаружением фрагментов кристаллического фундамента в Ильменогорско-Вишневогорской зоне появилась возможность логически обосновать происхождение распространенных здесь карбонатитов и щелочных пород (миаскитов), а также широкое развитие интрузий коровых анатектических гранитов плутонической ассоциации.

Цирконы метаморфических пород полигенны: в пределах отдельных зерен могут сосуществовать фазы, отвечающие субстрату (ядро), собственно метаморфогенной разновидности (оболочка) и продуктам диафореза. Метаморфогенные и диафориче-

ские разновидности образуют также независимые популяции цирконов, объем которых от пробы к пробе может изменяться в широких масштабах.

Типоморфным признаком цирконов гранулитов является их округлость, обусловленная грануломорфным ростом. Кристаллы всегда покрыты различными иррациональными микрограницами с четкими реберными границами. Соотношение объемов ядра и оболочки в пределах кристалла может варьировать в любых пропорциях, причем ориентирующего влияния ядра не наблюдается. Собственно гранулитовые разновидности цирконов отличаются однородным строением, а ядра могут иметь свойственные только им особенности (зональность, включения, трещиноватость).

В пределах одной пробы цирконов гранулитов могут сосуществовать разновидности, представляющие независимые геохимические и геохронологические системы. Условия гранулитового метаморфизма не могут служить гарантом полной перекристаллизации предшествующих цирконов.

Цирконы чарнокитоидов, особенно соскладчатых, подобны цирконам гранулитов. Цирконы чарнокитоидов зон глубинных разломов соответствуют магматогенным разновидностям (подобны цирконам гранитоидов) и должны рассматриваться как сингенетичные процессу образования пород.

Принципиальное отличие цирконов метаморфитов амфиболитовой фации от гранулитовых заключается в многообразии минералогических признаков и отсутствии типоморфных. Можно лишь отметить, что им в большей степени свойствен субидиоморфный удлинённый облик, а полигенным кристаллам — преимущественное развитие дипирамидальных выростов-оболочек с отчетливым идиоморфизмом. Степень перекристаллизации ядер, по оптическим и микрозондовым данным, изменяется в широких пределах.

Метаморфизм фации зеленых сланцев в основном изменяет ранние разновидности цирконов, вызывает появление у них различных корочек, замутненности, преимущественно поверхностного растворения.

Редкоземельная специализация цирконов и апатитов метаморфитов облегчает установление их фациальной природы, способствует решению вопросов о происхождении субстрата.

Г л а в а IV

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ КИМБЕРЛИТОВ И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Более 50 лет назад при изучении минералов кимберлитов возникла проблема, которая до сих пор остается нерешенной. Суть ее сводится к ответу на вопрос: образовались ли минералы вместе со связующей массой, в которой сейчас находятся, или являются ксеногенными [101]. Сказанное полностью относится и к цирконам.

По сравнению с другими минералами, цирконы кимберлитов Якутии изучены слабо, хотя некоторые особенности их состава и морфологии рассмотрены в ряде работ [18, 37, 43, 83, 91]. Детальнее исследованы цирконы из кимберлитов Африки [135, 147—149].

Содержание цирконов в якутских кимберлитах обычно не более 10, редко 50 г/т; средняя величина для кимберлитов Африки — 1 г/т. Удельный вес и показатели преломления цирконов отвечают кристаллическим разновидностям. Упоминания о метамиктном состоянии цирконов из кимберлитов ошибочны и относятся к цирконам иного происхождения.

Исследованные нами цирконы из разных кимберлитовых трубок Сибири и Африки подобны по форме, размерам, окраске, характеру микрорельефа. Это дает возможность говорить пока о цирконах из кимберлитов вообще, без учета специфики их признаков по отдельным районам или трубкам.

В кимберлитах циркон встречается в виде отдельных кристаллов или обломков в связующей массе, в ксенолитах ультраосновных пород, эклогитов или кристаллических

сланцев. Отсюда существование представлений о возникновении цирконов как протоминералов в кимберлитовой магме, о захвате их из вмещающих толщ или мантийных пород в процессе подъема кимберлитового расплава. Наиболее важным для решения вопроса о происхождении цирконов кимберлитов следует считать нахождение их в виде включений в алмазах [149].

Полученные нами материалы (исследованы цирконы из 12 трубок), дополненные литературными данными [18, 46, 61, 91], дают возможность по-новому подойти к решению вопросов о генезисе цирконов из кимберлитов. Для сравнения изучены цирконы из эруптивных брекчий Тимана, которые относятся к "обломкам" глубинных пород и для которых может предполагаться "кимберлитовый" генезис, а также из лимбургитов Среднего Урала (гора Высокая), образование которых имеет черты сходства с типичными кимберлитами.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

По внешним признакам цирконы из кимберлитов подобны другим спутникам алмазов — пиропам, оливинам, хромдиопсидам. В первую очередь это касается их округлого облика, хотя встречаются также изометричные уплощенные кристаллы, ограниченные субпараллельными поверхностями. По фрагментам огранки первичный облик кристаллов реставрируется как короткопризматический (удлинение 2,2—2,5) с почти равным развитием граней (110) и (111). Кристаллы достигают 12—15 мм, но преобладают более мелкие (3—5 мм). Необходимо различать, по крайней мере, две разновидности цирконов. I разновидность составляют стеклянноподобные, бесцветные или со слабой розоватой или желтоватой окраской кристаллы. В кимберлитах в подчиненном количестве присутствуют цирконы II разновидности — окрашенные (коричневатые, серовато-желтые), обычно трещиноватые. Они или встречаются в виде отдельных, обычно небольших (1—3 мм) кристаллов, или образуют периферическую зону вокруг цирконовых ядер, соответствующих I разновидности. Возникновение цирконов II разновидности связано, по-видимому, с изменением и частичной перекристаллизацией прозрачных разновидностей. Иногда серый цвет цирконов объясняется влиянием вторичных включений [149].

Большинство кристаллов покрыто тонкой (0,1—0,3 мм) корочкой серого или серовато-белого цвета. Она может быть рыхлой или кристаллической, но всегда прочно связана с веществом циркона. Установлено, что в состав корочки входят различные модификации ZrO_2 [147].

Природа округлости и шероховатости (матированности) цирконов требует детального анализа, поскольку допускается связь этих признаков с условиями кристаллизации, растворением (плавлением) или механической абразией.

Просмотр кристаллов при небольших увеличениях (5—10) дает представление лишь о грубоструктурированном рельефе, трещиноватости, округло-полигональной форме; подобные признаки могут быть встречены у цирконов любого генезиса. При увеличении в 20—50 раз различается мелкоямчатость, шероховатость рельефа, осложненного своеобразной "сотовостью" (рис. 82, 1, см. вкл.). Какие-либо определенные выводы о его происхождении сделать трудно. Картина проясняется, если продолжить наблюдение при увеличении в 100—600 раз. В пределах отдельных "сот" или других фрагментов рельефа становятся заметными фигуры травления различной конфигурации. Треугольники (треугольные фигуры плавления) встречаются в виде как единичных ямок (см. рис. 82, 2), так и массовых скоплений, создающих отрицательные формы рельефа (см. рис. 82, 3). На грани (111) они обратно ориентированы, на грани (110) их основание параллельно оси Z.

Характерна занозистость микрорельефа (см. рис. 82, 4), вызванная сливающимися, часто отдельно неразличимыми диконусами. Длинной осью диконусы на гранях (110) и (111) ориентированы $\perp Z$. Прослеживается переход от отдельных диконусов до занозистого микрорельефа (см. рис. 82, 5, 6), который на кривогранной поверхности, в прибережных частях и при соприкосновении различно ориентированных направлений (плоскостей) в кристаллах (см. рис. 82, 7) может переходить в чешуйчатый. На рис. 82, 5 заметны начальные стадии образования диконусов, а рис. 82, 8 дает представление об интенсивном растворении, при котором появляются слившиеся каналы,

иногда сохранившие фрагменты отдельных диконусов. В некоторых случаях можно проследить, как диконусам предшествуют фигуры травления с центральным углублением. При слиянии они создают слабо дифференцированный криволинейно-чешуйчатый микрорельеф. На рис. 82, 9 заметно, как отдельные эллипсы (овальные фигуры растворения) опережают общий фронт растворения; иногда по ним развиваются диконусы (см. рис. 82, 10), указывая на усиление процесса. Существует, по-видимому, зависимость этих фигур травления от состава окружающей среды, поскольку эллипсы могут существенно углубляться и без остроугольных диконусных вершин, а сами диконусы — иметь последовательное внутреннее “совершенствование” (см. рис. 82, 5). Каналы (желоба) растворения создают у некоторых кристаллов весьма характерный муар (см. рис. 82, 11) и шестоватый микрорельеф (см. рис. 82, 12). Отдельные валики последнего ориентированы в двух направлениях, и в зоне их сочленения появляется микрочерепитчатая поверхность из соприкасающихся треугольников.

Цирконы кимберлитов испытали интенсивные хрупкие и пластические деформации, которые во многом определяют их современный облик. Хрупкие деформации проявлены в виде систем субпараллельных или криволинейных трещин, секущих кристалл в различных направлениях (см. рис. 82, 13). Линии скольжения, возникшие при пластических деформациях, характеризуются различной плотностью и вытянутостью (см. рис. 82, 14, 15), образуя иногда типичные пачки скольжения [132]. Наиболее часто они фиксируются на гранях (110), переходя иногда и на грань (111). Скольжение при этом происходит по плоскости (110), что отвечает несовершенной спайности циркона. Вторая система линий скольжения расположена в плоскости базальной пинакоида (001). С ней, по-видимому, связано появление полосчатости на диконусном микрорельефе граней (110) и (111). Возможно также раскалывание цирконов по плоскостям (111), (210), (310) (331) и (113).

При сопряжении хрупких и пластических деформаций возникают своеобразный рисунок и обособления (выколки) в кристаллах, ограниченные поверхностями с различной скульптурой и границами. Состояние кристалла до раскола зафиксировано на рис. 82, 16. У некоторых кристаллов заметны признаки пластического течения (см. рис. 82, 17), что свидетельствует о воздействии высоких температур. По-видимому, некоторые пластические деформации происходили до хрупкого разрушения, тогда трещины “используют” плоскости скольжения для своего развития. Слоисто-криволинейный микрорельеф на поверхности излома цирконов (см. рис. 82, 18) подобен криволинейно-сетчатой трещиноватости [125] и отвечает расколу по плоскости, близкой к плоскости скольжения (001).

Сопоставление следов деформаций с фигурами травления показывает, что дробление некоторых кристаллов предшествовало растворению. Это хорошо заметно на рис. 82, 6, где распространение диконусов контролируется ступеньками излома. В то же время у большинства кристаллов травлению подвергались поверхности, испытывавшие как пластические, так и хрупкие деформации (см. рис. 82, 19, 20). Все это свидетельствует о том, что травление происходило неоднократно, как при поступлении кристаллов в полость трубок, так и при нахождении в кимберлитах.

Включения в цирконах из кимберлитов очень редки и трудно диагностируются. Наиболее крупные — вторичные трубчатые полости, возникшие при перекристаллизации (залечивании) трещин. Подобный тип включений характерен и для цирконов африканских кимберлитов [149]. Отсутствие зональности роста у цирконов из кимберлитов можно рассматривать как показатель кристаллизации при постоянстве $P-T$ условий и состава окружающей среды. Признаки зональности появляются лишь в связи с перекристаллизацией, т.е. с возникновением цирконов II разновидности.

Отмеченные минералогические особенности характерны как для цирконов из типичных кимберлитов Якутии, так и для тиманских, что подтверждает их генетическое подобие. Сходными признаками обладают и цирконы из лимбургитов, хотя дробление и растворение у них проявлены значительно слабее. Например, у некоторых цирконов из лимбургитов сохранились фрагменты первичной поверхности (см. рис. 82, 21), тогда в цирконах из кимберлитов подобные проявления отсутствуют. Кроме того, у первых обнаружены треки α -частиц и приуроченность U и Th к зонам трещин, которые “трассируются” выходами тректов (см. рис. 82, 21, 22). Это, несомненно, указывает на вторичное вхождение радиоактивных элементов, составляющих, по-видимому, основную долю в общем балансе U и Th в этих минералах. При геохронологических исследованиях

такие добавки могут полностью исказить информацию об истинном возрасте цирконов.

Не рассматривая подробно, отметим, что для цирконов из кимберлитов характерен набор структурных дефектов [61], который позволяет отличить их от цирконов иного генезиса.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

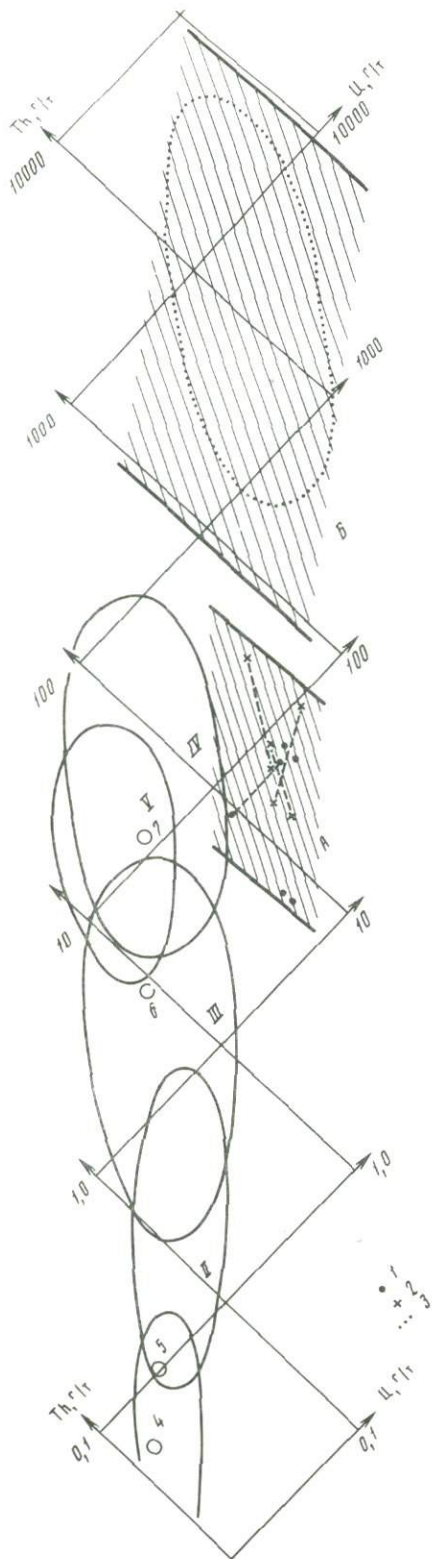
По содержанию основных компонентов (Zr, Hf, Si) цирконы из кимберлитов практически не отличаются от обычных кристаллических разновидностей. Однако распределение в них микропримесей весьма показательно для решения вопроса о происхождении.

В первую очередь рассмотрим вариации радиоактивных элементов (РЭ) в цирконах из кимберлитов. С помощью осколкордиографии [43] содержание изоморфно рассеянного U (I тип) оценивается в 1 г/т для более древних разновидностей и 1–10 г/т — для более молодых. Предполагается, что такие концентрации U соответствуют минимальным значениям для цирконов земной коры. Имеются данные о более высоких содержаниях U и Th в цирконах якутских кимберлитов — до 70 г/т [37]. Полнее изучены цирконы из кимберлитов Африки: вариации U — от 7 до 28 г/т; Th — от 1,8 до 7,2 г/т [135]. При этом окрашенные разновидности содержат U в 2,4 раза больше, чем прозрачные. Для кимберлитов разброс содержаний U составляет 0,9–50 г/т, Th — 8,1–

Т а б л и ц а 7. Свойства и состав (в г/т) цирконов из кимберлитов

№ образца	Трубка, район	Краткая характеристика	Yb	РЭ	Y	U	Th
1	"Мир"	Бесцветные, стекляно-прозрачные, более 5 мм	15	15	38	14	7
2	"	Бледно-розовые, прозрачные, 3–5 мм	16	16	50	Сл.	Сл.
3	"	Серовато-желтые, трещиноватые, 0,5–3 мм	240	580	510	48	10
4	"325-летие Якутии"	Бесцветные, стекляно-прозрачные, более 3 мм	Сл.	Сл.	81	15	4
5	"	Бледно-желтые, бледно-розовые, прозрачные, 1–3 мм	19	19	98	Не опр.	Не опр.
6	"	Серовато-розовые, полупрозрачные, 0,5–2 мм	270	440	1100	24	9
7	"Дружба"	Бесцветные, стекляно-прозрачные, 2–3 мм	23	23	120	20	7
8	"	Серовато-желтые, трещиноватые, 0,5–3 мм	120	210	600	55	23
9	"Коллективная"	Бесцветные, прозрачные, 2–5 мм	14	14	35	Не опр.	Не опр.
10	"Интернациональная"	Бесцветные, стекляно-прозрачные, 1–3 мм	21	21	75	"	"
11	Шлих, Куонапское кимберлитовое поле	Бесцветные, бледно-розовые, прозрачные, 3–8 мм	38	38	100	"	"
12	Шлих, правобережье р. Оленек	Желтоватые, розоватые, прозрачные, полупрозрачные, 1–3 мм	120	400	540	"	"

Примечание. Определения выполнены в ИМГРЭ по методике [71]. РЭ определены нейтронно-активационным методом в УТГУ с точностью $\pm 15\%$. Ce, Pr, Nd, Eu, Gd, Ho в цирконах не обнаружены. La (67 г/т), Dy (91 г/т), Lu (47 г/т) обнаружены в обр. 3; Er (110 г/т), Lu (60 г/т) — в обр. 6; Sm (280 г/т) — в обр. 12.



39,8 г/т. Несколько больший интервал концентрации U в цирконах (6,7–66 г/т) при среднем значении 16,5 г/т приведен в работах [148, 149].

Распределение РЭ в шести образцах цирконов из якутских кимберлитов приведено в табл. 7. Для четырех стеклянно-прозрачных бесцветных образцов удовлетворительных замеров получить не удалось из-за ничтожных содержаний U и Th. Тем не менее полученных данных достаточно, чтобы заметить подобие по содержанию РЭ цирконов из якутских и африканских кимберлитов. Для тех и других фиксируется возрастание количества U и Th с появлением окраски. По-видимому, причиной такого изменения является вторичная сорбция радиоактивных элементов из кимберлитового расплава. Возможность такого обогащения предполагалась и ранее [42], а доказательством служило концентрирование их по трещинам, в микровключениях или межзерновых промежутках. Подтверждением этого служит заметная (см. рис. 82, 21) приуроченность треков к плоскости трещины.

Специфика состава цирконов из кимберлитов отчетливо проявляется при сравнении с цирконами иного генезиса на фоне распределения РЭ в горных породах. Некоторые материалы по этому вопросу уже опубликованы [1, 31, 72, 73, 118, 135]. Нами дополнительно учтены более 100 анализов РЭ в породах различного генезиса из сборника [93]; около 80 анализов цирконов из геохронологических работ по Карелии, Казахстану, Украине, Алдану и другим районам СССР, а также из чарнокитовых парагнейсов Африки [150], гранулитов Шотландии [153] и норитов Норвегии [146]; около 240 оригинальных анализов цирконов из уральских пород различного состава — от габбро до гранитов. При обобщении всех данных (рис. 83) стало заметно, что поле цирконов из гранитоидов может быть существенно расширено за счет образцов из габбро, порфириоидов и гранулитов, содержащих обычно относительно мало РЭ. В отмеченных границах (см. рис. 83, Б) расположено также подавляющее большинство цирконов из граносиенитов, сиенитов, миаскитов, фенитов, мигматитов, гнейсов, плагиогнейсов, чарнокитов, норитов, терригенных образований. Границы распространения пород по РЭ проведены с учетом анализов базальтов, габбро, габбро-диоритов, пироксен-плагиоклазовых гней-

Р и с . 83. Распределение урана и тория в цирконах и породах различного состава и генезиса (пояснения в тексте); цирконы кимберлитов (А), гранитоидов и других пород, за исключением кимберлитов (Б)

1 — [135]; 2 — данные автора; 3 — [134, 135]; 4–7 — породы, средние составы (цифры на рисунке): 4 — хондрит, 5 — перидотитовая эклогитовая мантия, 6 — базальтовая, 7 — гранитная оболочка Земли; поля: I — шпинелевые лерцолиты, II — гранатовые перидотиты, эклогиты, III — основные породы, плагиограниты, плагиогнейсы, гранулиты, траппы, IV — гранитоиды, гнейсы, V — кимберлиты; пунктиром соединены разновидности цирконов из одной пробы; заштрихованы поля цирконов

сов, траппов, плагиогранитов. Учтены также средние величины для мантийных и коровых образований.

Поле цирконов из кимберлитов (см. 83, А) целесообразно, по-видимому, разделить на две части, соответствующие первичным цирконам (I разновидность) с содержанием U менее 30 г/т и затронутым перекристаллизацией (II разновидность), в которых U более 30 г/т. По сути дела, лишь последние соответствуют в той или иной мере собственно кимберлитовым разностям, поскольку их появление сопряжено с нахождением в кимберлитовом расплаве. Однако в "чистом" виде, т.е. как изолированных первичных монокристаллов, таких кимберлитовых цирконов нам установить не удалось. Поэтому мы сохраняем понятие "кимберлитовый" циркон для всех кристаллов, выделенных из кимберлитов. Это не сказывается на выводе об исключительной обедненности их U и Th. Более того, только на основании данных о содержании РЗЭ они могут отделяться от цирконов иного генезиса, попавших в кимберлитовый расплав из каких-либо вмещающих пород. Такие цирконы, в частности, обнаружены в трубке "Чомур". Они характеризуются отчетливым идиоморфизмом, густо окрашены в красноватые тона, содержат до 120 г/т U и 80 г/т Th.

Геохимическое своеобразие цирконов из кимберлитов отчетливо выявляется при анализе распределения РЗЭ. Прежде всего это касается их общего содержания. Так, например, по данным Р.А. Некрасовой и В.В. Гамяниной [83], содержание РЗЭ в цирконах из кимберлитов меняется от 2 до 60 г/т, в среднем — 15 г/т. Это значительно меньше, чем в кимберлитах (40—320, в среднем 115 г/т). По данным других авторов, оно меняется от 101 [73] до 270 г/т [19]. Р.А. Некрасова и В.В. Гамянина отмечают резкое преобладание иттриевых земель в спектре кимберлитовых цирконов, а отсюда приходят к выводу и об иттриевом составе РЗЭ первичной кимберлитовой магмы. Такое заключение нам представляется ошибочным, поскольку оно основано на суммарном определении (Er—Gd) + Y. Если же учитывать только собственно редкоземельные элементы (La—Lu), то преобладание легких земель в составе цирконов, рассмотренных в [83], становится явным.

Новые данные о редкоземельной специализации цирконов из кимберлитов приведены в табл. 7. Помимо кимберлитовых, проанализированы два образца из шлихов. В шлихах присутствуют обычные спутники алмазов — пиропы и пикроильмениты. Неясным оставался вопрос о наличии в шлиховых цирконах кимберлитовой разновидности. Тщательной сортировкой под микроскопом были выделены также кристаллы, которые по облику и окраске соответствовали кимберлитовым (№ 11 и 12).

Стеклоянно-прозрачные цирконы содержат ничтожные количества редких земель — от 15 до 23 г/т, а Y — не более 120 г/т. Обр. 4 оказался практически стерильным относительно РЗЭ. В спектре резко превалируют тяжелые лантаноиды вплоть до появления примитивного моноиттербиевого состава. На резкое преобладание тяжелых РЗЭ в спектре РЗЭ кимберлитовых цирконов обращали внимание и ранее [38]. Цирконы II разновидности содержат значительно больше РЗЭ и Y, а их спектр приобретает V-образный вид за счет добавки легких лантаноидов. Такие цирконы, по-видимому, соответствуют тем иттриевым разностям, о которых говорилось в работе [83]. Из сравнения данных шлиховых цирконов с остальными видно, что они практически не различаются. Это позволяет говорить о наличии в шлихах кимберлитовых цирконов, соответствующих I (обр. 11) и II (обр. 12) разновидностям. Вывод становится более понятным, если напомнить, что в цирконах из гранитоидов средние содержания РЗЭ и Y составляют 4100 и 320 г/т соответственно, а коэффициенты концентрирования равны 11,7 и 94. В цирконах из гранитов, гнейсов и щелочных пород лантаноиды на 12—14% представлены легкими РЗЭ цериевой группы [77].

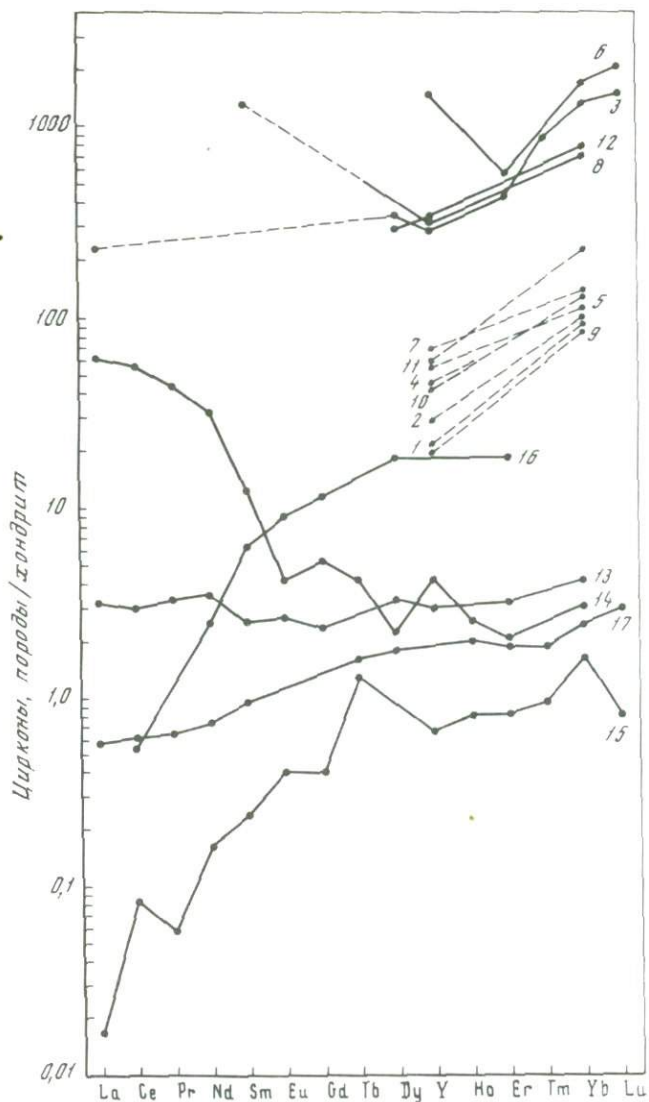
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Из приведенных на рис. 83 данных видно, что содержания U и Th в кимберлитах и гранитоидах близки и значительно выше, чем в основных и ультраосновных породах. Известно также, что циркон является одним из основных концентраторов РЗ в породах различного состава и происхождения. В гранитоидах, например, цирконы содержат в среднем 1150 г/т U, 886 г/т Th, а коэффициенты концентрирования равны соответственно 330 и 49 [77]. Более конкретным примером могут служить статистические

данные по балансу РЭ в породах Алтае-Саянской складчатой области и Горного Алтая [118, 117]. Цирконы многочисленных массивов гранитоидов и гнейсовых толщ содержат в 50–1000 раз больше U и Th, чем породы. Средние коэффициенты концентрирования равны для U — 240, для Th — 185. В общем балансе РЭ циркон может и не иметь существенного значения, хотя в отдельных случаях на него приходится до 72% U и до 15% Th.

На основании приведенных сопоставлений кимберлитовая магма не может рассматриваться как среда для кристаллизации кимберлитовых цирконов, содержащих практически столько же РЭ. Следовательно, цирконы кимберлитов, особенно I разновидности, должны быть отнесены к ксенокристаллам подобно некоторым модулям ультраосновного состава, эклогитов, а также алмазов, пиропов и других, чуждых кимберлитовой магме образований. Вопрос о породах-источниках цирконов остается при этом открытым. Некоторую ясность вносит анализ геохимических особенностей различных пород. Выше было отмечено, что содержание U и Th в цирконах, по крайней мере, в 50–1000 раз больше, чем в материнских породах. Если это положение распространить на цирконы из кимберлитов, то их возможными источниками следует считать породы с ничтожным содержанием РЭ — 0,50–0,1 г/т U и Th. К ним могут быть отнесены (см. рис. 83) некоторые разновидности перидотитов, лерцолитов и эклогитов. Весьма важно, что такие породы присутствуют в виде включений в кимберлитах и базальтоидах. Цирконы из эклогитов по морфологическим признакам соответствуют обычным акцессорным метаморфогенным разновидностям и должны быть сразу исключены из рассмотрения. Дальнейшая конкретизация возможна по РЭЭ. Определенную помощь здесь оказывают сведения о фракционировании РЭЭ в мантийных образованиях в связи с гипотезами о генезисе кимберлитов. Одна из таких гипотез [73] предполагает выплавление кимберлитовой магмы в мантии на глубинах 150–200 км как силикатной жидкости, отвечающей базальтоиду. По сравнению с исходным мантийным субстратом она в десятки—сотни раз обогащается щелочными, щелочноземельными, радиоактивными и редкоземельными элементами. Полного отделения базальтовой жидкости (легкоплавного мобилизата) от тугоплавкого перидотитового остатка (рестита) не происходит, и тогда его фрагменты могут быть вынесены к поверхности в виде ксенолитов. Схема дифференциации РЭЭ в мантийных породах наиболее полно рассмотрена Ю.А. Балашовым [5]. Он приходит к выводу о том, что наименее дифференцированное вещество мантии соответствует по составу лерцолитам, хотя по содержанию в них РЭЭ в 3–5 раз превышает хондритовый уровень. Изменение распространенности РЭЭ обусловлено плавлением лерцолитов (мантийного субстрата) на упомянутую выше легкоплавкую фазу (базальт) и тугоплавкий остаток (гарцбургит). Петрологические [73] и геохимические [5] обоснования схемы дифференциации мантийного вещества для объяснения происхождения кимберлитов практически совпадают. Средний состав РЭЭ кимберлитов с отчетливым обогащением легкими РЭЭ приведен в работе [73]. В гарцбургитах преобладают тяжелые лантаноиды, спектр которых наиболее полно могут характеризовать высокотемпературные перидотиты [124]. Все необходимые данные по РЭЭ в цирконах и породах приведены в табл. 7 и на рис. 84. Напомним еще один момент, имеющий прямое отношение к рассматриваемому вопросу. Установлено [58], что циркон относится к комплексным минералам, допускающим вхождение РЭЭ в любом составе — от селективно-цериевых через полные к селективно-иттриевым. Отсюда следует прямая корреляция составов РЭЭ в цирконах и материнских расплавах, особенно при отсутствии селективных минералов-концентраторов. В этом заключается принципиальное отличие цирконов от других минералов кимберлитов, извлекающих из расплава лишь тяжелые и частично промежуточные лантаноиды. В первую очередь это касается гранатов, спектр РЭЭ которых приведен на рис. 84. При кристаллизации и гравитационной отсадке оливинов остаточный расплав обогащается редкими землями без изменения их состава. Пироксены способны к фракционированию РЭЭ, но лишь в сторону обогащения расплава легкими лантаноидами [5].

В результате оказалось, что невозможно представить такую схему кристаллизации минералов в кимберлитах, содержащих соизмеримое с цирконом количество лантаноидов при значительном преобладании цериевой подгруппы, при которой цир-



Р и с. 84. Распределение и фракционирование РЗЭ в цирконах кимберлитов, гранатах и мантийных образованиях

1–12 – цирконы кимберлитов (см. табл. 7); 13 – перцолиты [117]; 14 – кимберлиты [73]; 15 – высокотемпературные перидотиты [5]; 16, 17 – гранаты из трубок "Обнаженная" и "Роберт Виктор" [117]; пунктиром соединены составы отдельных проб

кон был бы вынужден захватывать только тяжелые РЗЭ. Отсюда мы вновь приходим к выводу о ксеногенной природе этого минерала.

Наиболее вероятными материнскими породами кимберлитовых цирконов остаются высокотемпературные перидотиты (реститы), распределение РЗЭ в которых максимально соответствует редкоземельной специализации цирконов. Показательно, что и для цирконов, и для перидотитов (гарцбургитов I типа, по [5]) установлено перераспределение РЗЭ и появление V-образного состава, обусловленного нахождением в кимберлитовом расплаве. Обменные или сорбционные процессы между твердой фазой (ксенокристаллами цирконов, ксенолитами перидотитов), содержащей лишь тяжелые РЗЭ, и обогащенным легкими РЗЭ расплавом затрагивают лишь краевые части кристаллов и обломков пород, приводя к обогащению их самыми распростра-

ненными легкими лантаноидами. Сказанное полностью относится и к перераспределению РЭ. Деформационные изменения способствовали появлению цирконов II разновидности.

По современным представлениям [25], высокотемпературные перидотиты находятся на глубинах 120–130 км (алмаз-пироповая фация глубинности). Они могут быть алмазонасными, с ними предполагается генетическая связь кимберлитов. Отсюда не только геохимические данные, но и минералогический контроль, учитывающий включения цирконов в алмазах, подтверждает правомочность отнесения перидотитов к источникам кимберлитовых цирконов.

Рассмотренные выше данные заставляют критически относиться к возрасту кимберлитов, полученному по цирконам различными методами. Трековые определения могут датировать лишь время остывания цирконов, т.е. давать значения, близкие к реальному возрасту кимберлитов. По изотопным анализам цирконы могут оказаться древнее кимберлитов, и для объяснения этого расхождения нет необходимости привлекать "захват" древних цирконов из вмещающих пород. Однако последние исследования цирконов из кимберлитов Южной Африки [138] показали, что и U-Pb метод датирует лишь время снижения температуры цирконов до 1000–1250°С, что отвечает подъему кимберлитовой магмы к поверхности. Поскольку сохранность треков определяется более низкими температурами (до 330°С, по [43]), то неизбежны расхождения возрастных определений по трекам и U-Pb методу. Это необходимо учитывать как при изучении возраста отдельных кимберлитовых тел, так и при выделении эпох кимберлитобразования.

На основании рассмотренных данных могут быть сделаны определенные выводы.

1. Цирконы из кимберлитов испытали пластические и хрупкие деформации, интенсивное растворение, частичную перекристаллизацию с обогащением РЭ и РЗЭ.

2. Минералогические свойства и состав цирконов исключают возможность их кристаллизации в кимберлитовом расплаве. Они являются ксеногенными и, вероятно, вынесены из высокотемпературных перидотитов алмаз-пироповой фации глубинности.

3. Цирконы из кимберлитов не имеют аналогов среди описанных разновидностей из каких-либо пород иного состава и генезиса и поэтому могут быть использованы для поисков трубок взрыва.

4. "Параметры" тиманских цирконов допускают их кимберлитовый генезис.

Глава V

ЦИРКОНОВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ УРАЛА

Проблемы геохронологии Урала обсуждаются на самом различном уровне. В работах Л.Н. Овчинникова с сотрудниками [85, 86] подведены итоги геохронологических исследований до 1969 г. Большинство вновь полученных для Урала возрастных данных приводятся в 1 и 2 томах "Геохронологии СССР" [23]. В монографии М.А. Гаррис [22] обобщен весь геохронологический материал по Уралу, накопленный к 1976 г. Итоги возрастных исследований, выполненных позднее, рассмотрены в работе [47].

Приведенный ниже материал в основном посвящен применению цирконов для установления возрастных рубежей различных геологических событий и оценке возраста отдельных геохронологически важных объектов. Основное внимание уделяется возрастным определениям докембрийских образований, для которых цирконы наиболее информативны, а корреляция геохронологических и стратиграфических данных наиболее актуальна и проблематична.

При изложении материала границы подразделений принимались в соответствии с общей стратиграфической шкалой докембрия СССР [2].

**ПРОБЛЕМА АРХЕЯ НА УРАЛЕ И ЕЕ РЕШЕНИЕ
НА ОСНОВАНИИ ЦИРКОНОВОЙ ГЕОХРОНОМЕТРИИ ТАРАТАШСКОГО КОМПЛЕКСА**

Древнейшими на Урале являются некоторые массивы габброидов и глыбы израндитов, возраст которых, по данным К—Аг метода, достигает 4 млрд. лет. Геологическая интерпретация таких возрастов осложняется проблемой избыточного аргона. Попытки [62] изучить этот вопрос детальнее привели к получению датировок на уровне 3,0—3,2 млрд. лет, которые рассматриваются как реальные, отвечающие времени образования пород. К сожалению, массивы таких древних габброидов не имеют стратиграфической "привязки" и рассматриваются как перемещенные фрагменты базальтового слоя Земли.

Сводный стратиграфический разрез Урала начинается с метаморфических пород тараташского комплекса, который сопоставляется с кристаллическим фундаментом Русской платформы [21, 104].

Радиологические исследования тараташского комплекса проводились различными методами. Во всех работах с использованием цирконов автор принимал непосредственное участие. Из сопоставления цифрового материала (полученного вначале α -Pb методом) и минералогических особенностей цирконов было установлено [56]: 1) возраст нижней и верхней толщ комплекса оценивается в 3,2 и 2,6 млрд. лет; 2) гранитные массивы — разновозрастные (2,6—2,1 млрд. лет); 3) возраст метаморфизма — 1,55 млрд. лет; 4) по "валовым" пробам цирконов, без разделения их на ядра—оболочки, могут быть получены только усредненные значения. Отметим, что ядра в цирконах до этого не фиксировались, а вопрос о возрастной гетерогенности цирконов еще вообще не обсуждался. Возрастные значения, превышающие 2,6 млрд. лет, в дальнейшем рассматривались во многих работах, причем в зависимости от позиции авторов им придавался различный смысл. Для уточнения возраста тараташских цирконов был применен U—Th—Pb метод [115] (табл. 8). Гранитные интрузии и региональный метаморфизм, по новым данным, датированы интервалом 2—2,2 млрд. лет. Эти значения получены без учета ядер. Предполагалось, что истинный возраст ядер установить невозможно, так как при региональном метаморфизме и новом росте цирконов из них происходит вынос свинца. Подобные взгляды не позволяли объяснить датировку 2,4 млрд. лет Шигирского массива гранитов, который рвет вмещающие гнейсы с возрастом 2—2,2 млрд. лет. Другими словами, проблема возраста древнейших толщ Урала по-прежнему оставалась нерешенной; не внес ясности и значительный объем К—Аг определений (более 60), максимальный возраст достигает 2—2,1 млрд. лет.

В дальнейшем был получен новый обширный геологический и петрологический материал, который позволил уточнить историю развития комплекса [90]. С учетом всех этих данных были пересмотрены материалы [69]: возраст гранулитового метаморфизма превышает 2,4 млрд. лет; высокотемпературный диафторез в условиях амфиболитовой фации, в результате которого сформировались толщи очковых гнейсов, определяется интервалом 2,1—1,7 млрд. лет; интенсивная гранитизация — древнее 1,7 млрд. лет; третий этап метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации характеризуется значениями 1,2—1,1 млрд. лет; четвертый этап (зеленосланцевый диафторез) — 0,6—0,4 млрд. лет.

Несмотря на проведенные исследования, геологическая интерпретация возрастных определений по тараташскому комплексу оставалась противоречивой. Его относили то к рифейским, то к дорифейским или архейским образованиям [8, 90, 98, 103]. К сожалению, подобная "неопределенность" свойственна и многим другим полиметаморфическим комплексам, в том числе и имеющим "надежную" геохронологическую основу [30]. По-видимому, во многом это обусловлено недостаточным вещественным контролем анализируемого материала, использованием в едином аналитическом процессе сосуществующих разновидностей минералов (пород) с различными происхождением, составом, возрастом. При наличии цирконов со сложной историей развития (а к ним относятся все тараташские) решающее значение начинает приобретать метод датирования. Лишь работа с минимальными навесками вещества, имеющего минералого-петрологическую "определенность", т.е. привязанность к конкретным геологическим процессам, дает надежду на успешное решение задачи. Отчасти такая возможность появилась благодаря использованию термоизохронного метода [110]. Применение этого метода и интерпретация результатов с учетом новых гео-

Т а б л и ц а 8. Абсолютный возраст цирконов тараташского комплекса

№ образца	Порода, место взятия	Характеристика циркона	Содержание, %		
			Pb	U	Th
1	Инъекционный гнейс, пос. Куватал	Чистые, прозрачные кристаллы с хорошей огранкой	0,014	0,031	—
2	Очковый гнейс, пос. Куватал	Чистые, прозрачные мелкие округлые зерна	0,017	0,039	0,020
3а	Очковый гнейс, г. Тагаяк	Зональные зерна циркона	0,055	0,148	0,013
3б	То же	Ядра зерен циркона	—	—	—
4	Шигирский гранит, г. Шигир	Прозрачные малиновые кристаллы с хорошей огранкой	0,035	0,085	0,026
5а	Тараташский гранит, г. Малый Тараташ	Оболочки полупрозрачных округлых зерен	0,050	0,118	—
5б	То же	Ядра зерен циркона	—	—	—
6	"	Монацит	0,50	0,074	5,72

лого-петрологических исследований составляют основу современных представлений о развитии тараташского комплекса [53, 98].

Тараташский комплекс площадью около 400 км² находится в районе г. Златоуста на Южном Урале (рис. 85). Метаморфиты гранулитовой фации представлены двупироксеновыми кристаллическими сланцами, различными гнейсами и гранитоидами (эндербитами, чарнокитами, лейкократовыми плагиогранитами). Догранулитовая разновидность цирконов I (рис. 86, см. вкл.) надежно установлена лишь в телах диоритогнейсов, наименее измененных процессами диафореза. В "чистом" виде, т.е. без признаков перекристаллизации и обрастания, цирконы I почти не встречаются. Они обычно образуют тесные сростания с II разновидностью, появление которой вызвано гранулитовым метаморфизмом. Для цирконов I характерны серый с различными оттенками цвет, поликристаллическое строение, пониженное двупреломление и "пятнистое" погасание, замутненность. Все эти признаки указывают на их первичное (генетическое) несовершенство. На рис. 86 представлены различные взаимоотношения I и II разновидностей цирконов (на 1, 2 — темное, на 3 — белое — разновидности I, остальное — разновидность II). Цирконам I присущи признаки идиоморфизма (которые иногда наследуются при перекристаллизации), что дает основание считать их магматическими образованиями. Собственно гранулитовая разновидность цирконов II имеет высокое двупреломление, малиновую окраску, однородна и прозрачна. Проявлена она или в виде разбитых радиальными трещинками оболочек, развитых вокруг цирконов I, или как самостоятельные однородные зерна с признаками грануломорфного роста.

Микрозондовые исследования кристалла 3 (см. рис. 86) показали, что ядро обогащено U, Th, Pb, Y, Yb, P и Fe, в меньшей мере — Hf; Ce ведет себя индифферентно. Несмотря на неравномерное распределение элементов, обусловленное, по-видимому, включениями других минералов, между ними наблюдается отчетливая корреляция. Это свидетельствует о высокой сохранности первичного распределения. Количественная съемка подтверждает данные фоторегистрации. На срезе кристалла (данные профильной фоторегистрации) отчетливо проявлены различные структурные особенности обеих разновидностей.

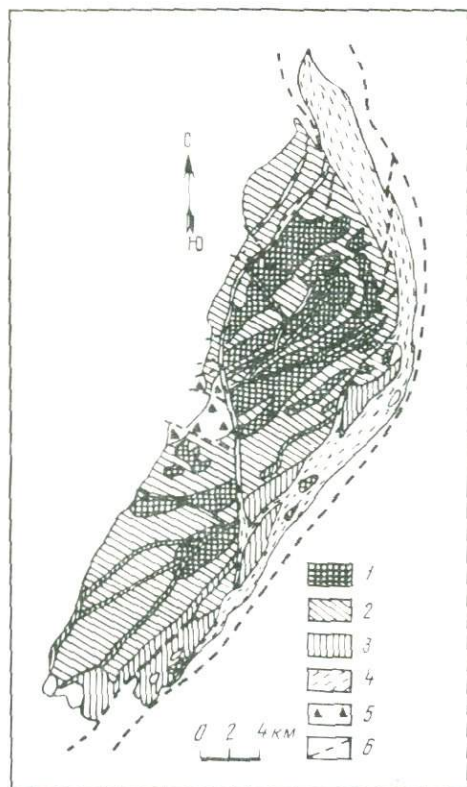
Цирконы II встречаются в различных сочетаниях с другими разновидностями. В мезократовых кристаллических сланцах, гиперстеновых гнейсах, габбро-диоритогнейсах кристаллы более однородные и мелкие, чем в биотитизированных и калишпатизированных разновидностях, появление которых обусловлено высокотемпературным диафорезом.

Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет по отношениям			
^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{\text{Th}}$
0,035	79,59	10,82	9,54	2130	2260	2180	—
0,046	79,62	11,58	8,75	2230	2255	2230	1370
0,071	84,56	10,72	4,63	1915	2000	1945	1980
0,21	74,40	12,32	13,07	2100	—	—	—
0,01	80,20	12,22	7,57	2390	2110	2240	2110
0,03	65,30	8,06	26,61	1945	1800	1855	—
0,02	74,75	9,55	15,68	2100	—	—	—
0,015	3,02	0,564	96,41	1985	1290	1550	1830

Степень изменения гранулитовых парагенезисов и соответственно перекристаллизация цирконов II, сопровождаемая появлением следующей (III) разновидности, варьируют в широких пределах. Кристаллы, выделенные из очковых гнейсов, состоят из двух генераций, соответствующих II и III разновидностям (рис. 87, см. вкл.). У первого из них (1) при большем увеличении (1') уверенно просматривается гранная поверхность ядра, что исключает его терригенное происхождение. Цирконам III присуща молочно-белая, иногда желтоватая окраска, отчетливая зональность (в отличие от цирконов I), субидiomорфный облик, довольно высокое удлинение (3—5). Они или полностью замутнены, или слабо просвечивают, что затрудняет оценку распространенности в них цирконов II в виде ядер. При боковом освещении среза кристалла (см. рис. 87, 2), исследованного на микрозонде, ядро выделяется темным цветом, оболочка — серым. Разновидности II вновь присуща трещиноватость, но в отличие от случая нахождения ее как оболочки (сосуществование разновидностей I, II, см. рис. 86) трещины "внутренние", обычно не выходящие за ее пределы (заметно на снимках профильной фоторегистрации). Составы обеих генераций кристалла 2 существенно различаются, но в данном примере оболочка оказывается наиболее обогащенной примесями. Последнее частично сближает ее с разновидностью I и одновременно подчеркивает принципиальное различие бигенетических цирконов, состоящих из I—II и II—III разновидностей (см. рис. 86, 87). При сравнении разновидностей I и III (относительно II как связующей) первая содержит больше Th, Pb, но меньше Hf; Fe в разновидности I приурочено к включениям, а в III — к трещиноватым участкам и иногда имеет зональное распределение.

Пример частичного обрастания ядра иллюстрируется кристаллом 3 на рис. 87. Разновидность III (молочно-белая, зональная, с повышенной метамиктностью) "прирастает" к однородному прозрачному циркону — ядру (генерация II — малиновая окраска). Угол погасания между ними близок к 48° , т.е. ориентировка вещества при новом росте не унаследована. Снова заметно, что генерация II содержит меньше примесей (на площадных снимках это показано для U и Fe), т.е. ни геохимической, ни геохронологической гомогенизации не наступило, как и в случае полного обрастания (см. рис. 87, 2).

Особенно наглядно проявляется различие генераций II и III, когда они встречаются в виде сростка (см. рис. 87, 4). Несовпадение углов погасания между генерациями составляет почти 58° , что снова указывает на отсутствие ориентирующего влияния затравки (разновидности II). У генерации III четко проявлена зональность, которая контролирует распределение некоторых примесей. Степень метамиктности генерации III



Р и с. 85. Схематическая карта метаморфизма тараташского комплекса [69]

1 — преимущественно гранулитовые ассоциации; 2 — диафториты амфиболитовой фации; 3 — бластомилониты эпидот-амфиболитовой фации; 4 — зеленосланцевые диафториты; 5 — катаклазиты фации зеленых сланцев; 6 — тектонические контакты

близка таковой генерации I; по содержанию примесей она богаче II, но беднее генерации I; последнее особенно касается U и Fe, усиливая геохимическое различие между генерациями I и III. Если ориентироваться на содержания Pb, U Th, то возраст генерации II должен быть значительно древнее, чем генерации III. По данным фоторегистрации и профильной съемки, можно предполагать преимущественную потерю U генерацией III, поскольку отношение Pb/U в центральных частях кристалла (120–140 мкм) меньше, чем в краевых (189–220 мкм), и более интенсивную потерю Pb генерацией II, в которой отношение Pb/U от центра к периферии понижается (см. рис. 87, 4, фотопрофиль U и Pb). Вероятно, здесь проявляется сложный характер изменения состава генерации III, поскольку распределение в ней U коррелируется с таковым Th, Y, P и Fe. Причина может быть связана с возрастанием кристалличности периферических частей во время термического воздействия при последующем метаморфизме (диафторезе) и соответственно

с некоторой очисткой обогащенного примесями метамиктного материала. Это подтверждается рис. 87, 4, на котором заметно, как центральная часть генерации III обособляется благодаря понижению двупреломлению. В целом кристаллы, подобные рассмотренным, соответствуют неравновесным системам, несущим информацию о нескольких геологических событиях (образование последовательных генераций, их перекристаллизация, возможно, многократная и разновременная), и поэтому понятие "возраст образования" к ним в строгом смысле неприменимо.

Дислокационному диафторезу в условиях эпидот-амфиболитовой фации с образованием различных бластомилонитов в той или иной мере подверглись все породы тараташского комплекса. Минеральные парагенезисы в них обусловлены сонахождением реликтовых, катаклазированных, перекристаллизованных и новообразованных минералов. Это полностью относится и к цирконам, условно выделенным в IV генерацию. Она наиболее "пестрая", поскольку, помимо новообразованного, включает материал, связанный с изменениями всех более ранних разновидностей. Не исключено, что некоторая часть кристаллов IV генерации могла быть образована и во время еще более позднего — зеленосланцевого — этапа диафтореза. Дробная классификация цирконов IV затруднена из-за отсутствия четких минералогических различий между ее составляющими, а объединяет их всех хорошо прослеживаемое образование после III генерации и обилие следов дробления. На рис. 88, 1, 3, а (см. вкл.) заметно замещение молочной белой, с признаками зональности, генерации III (светлое) прозрачным бледно-розовым, с желтоватым оттенком материалом IV (темное). Дробление отчетливо проявляется у кристаллов 2–4 при различных условиях наблюдения. Оно не только предшествовало новому росту (иногда оболочка окружает, цементирует раздробленный материал), но и облегчало перекристаллизацию ранних разновидностей. Об изменении состава цирконов при воздействии отмеченных процессов можно судить по графикам количественной съемки кристалла (рис. 89, А). Разновидность IV несколько беднее примесями, чем разновидность III, и имеет более высокую степень кристалличности.

Цирконы I–IV присутствуют совместно или последовательно сменяют друг друга в различных метаморфитах тараташского комплекса. Выше упоминалось, что в пределах комплекса распространены также и гранитоиды, образование которых предположительно сопряжено с основным этапом гранулитового метаморфизма. Этот вывод отчасти подтверждается данными по изучению цирконов жильных гиперстеновых плагиогранитов — эндербитов (см. рис. 88, 5–11), которые образуют лейконому в различных метаморфитах гранулитовой фации. Отличительное качество этих цирконов — довольно высокая степень идиоморфизма с развитыми формами (111), (110), (311) (иногда со сглаженными ребрами), хорошо выраженное зональное, с признаками секториальности, строение, закономерное распределение первичных включений. Все эти признаки свидетельствуют об образовании цирконов из расплава, т.е. в среде с высокой симметрией условий кристаллизации. Вторая их примечательная особенность — пестрая окраска, обусловленная чередованием малиновых (разновидность Va, на рис. 88, 5–9 — темная часть) и белых (Vб) участков. Если ориентироваться на свойства единичных кристаллов (например, 5), то может возникнуть представление о каких-то ядрах (или ранних обособленных генерациях), испытавших обрастание (замещение) новым материалом. Однако характер “сосуществования” разноокрашенных частей, просматривающийся у кристаллов 6–9 (приуроченность Vб к трещинам и ограничение трещинами, резкость границ между ними и постепенные переходы и др.), предполагает сходные условия их образования. По-видимому, обе части возникли в течение единого процесса кристаллизации жильных гранитов, но отвечают его начальной (Va) и конечной (Vб) стадиям, разделенным процессами протеклаза. Результаты профильной количественной съемки кристалла 5 подтверждают близость составов разноокрашенных частей. Заметное подобие в распределении примесей в кристалле также свидетельствует о генетической близости разновидностей Va и Vб (см. рис. 89, 5).

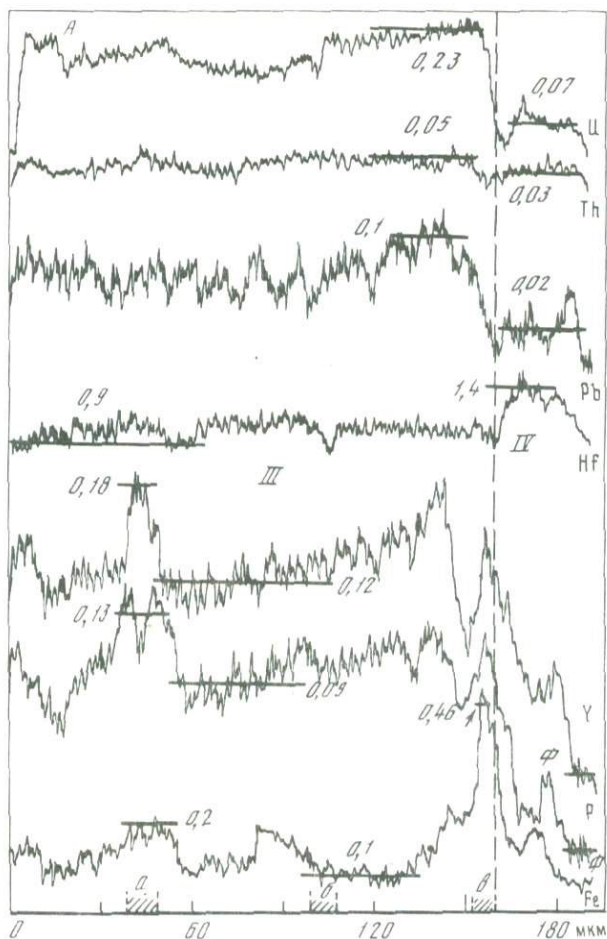
Определение возраста описанных разновидностей циркона проведено термоизохронным методом на масс-спектрометре TCH-206 [110]. Специфика метода позволяет проводить анализ небольшой (~0,2 мг) навески минерала.

Из полученного широкого спектра датировок (табл. 9) необходимо выбрать и обосновать геологически значимые. Поскольку приемы интерпретации данных термоизохронного метода недостаточно апробированы на практике, требуются некоторые пояснения.

Существование геохимической и геохронологической гетерогенности среди цирконов особых возражений не вызывает. Гораздо труднее оценить взаимовлияние разновозрастных, с различной метамиктностью, фаз и осуществить “привязку” получаемых датировок к конкретному геологическому событию. Судя по табл. 9, для отдельной пробы (339, 338, 39, 665) могут быть получены существенно различающиеся значения. При анализе обогащенных разновидностей пределы колебаний расширяются, что подтверждает их геохронологическую гетерогенность. Обработкой цирконов диорито-гнейсов в HF (пр. 339-3) удалена более метамиктная составляющая (разновидность I), что позволяет точнее оценить возраст разновидности II, а также обнаружить фазу с возрастом 1,23 млрд. лет, которая из-за малой распространенности ранее не проявлялась.

Особенности термоизохронного метода анализа гетерогенных цирконов предполагают использование только тех возрастных значений, которые наиболее четко выражены и минимально подвержены эффектам “смешения” (“смещения”) при перекристаллизации. К таковым в первую очередь относятся датировки моногенераций, а в случае гетерогенных цирконов — обогащенных разновидностей. Поскольку полного разделения цирконовых фаз достичь очень трудно (практически невозможно), необходимо учитывать ряд моментов. Для ранних составляющих (обогащенных ядер) следует принимать максимальные датировки, поскольку они могут быть или занижены, или в лучшем случае приближаться к истинному возрасту. Для пр. 339 такой датировкой является 2,83 млрд. лет, для пр. 39 — 2,6 млрд. лет. Среди значений возраста для обогащенных оболочек наиболее близки реальным событиям минимальные, поскольку для них из-за реликтовых фаз возможно некоторое завышение. Для пр. 339 и 39 это соответственно 1,23 и 1,32 млрд. лет.

Для проб, проанализированных без выделения разновидностей (суммарно), наибольший интерес представляют крайние возрастные значения. В таких случаях близость максимальных значений для одних проб (452, 537, 335) и минимальных для других (336, 16) может служить основой для выбора датировки. Максимальные значения по некото-



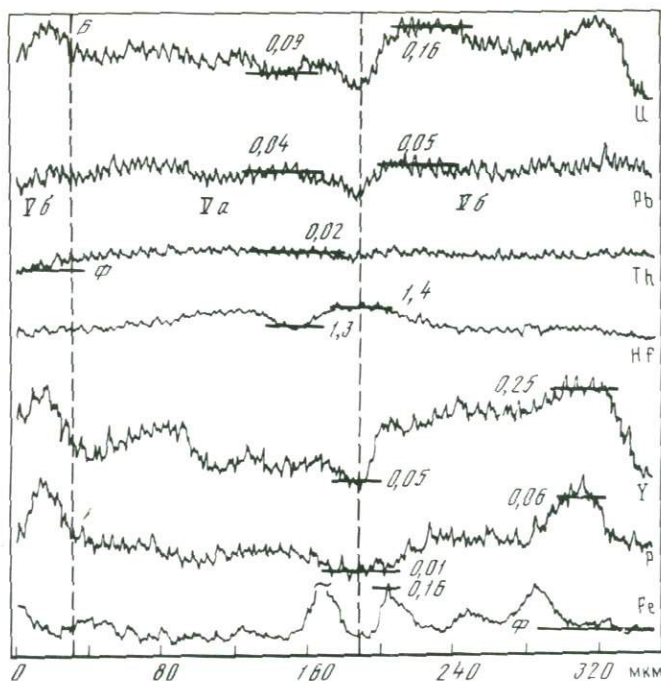
Р и с. 89. Состав цирконов диафоритов (А) и эндербитов (Б) тараташского комплекса (А, Б — профили съемки, см. рис. 88, 2в, 5; а — в на А — зоны трещин)

рым пробам (34,19) не учитывались, поскольку невозможно проконтролировать их связь с той или иной разновидностью. Наконец, как ориентировочные могут быть использованы промежуточные значения, если они отделены значительными интервалами от соседних и получены по распространенным фазам (пр. 34 — 1,9 млрд. лет и др.). Совпадение таких датировок с крайними для других проб (пр. 19 — 1,95 млрд. лет) повышает их надежность.

Подобный анализ цифрового материала при строгом сопоставлении с разновидностями цирконов и послужил основой для выделения возрастных рубежей в развитии тараташского комплекса.

Разновидность цирконов I характеризуется двумя датировками — 2,83 и 2,71 млрд. лет (пр. 339 и 336). Поскольку первая получена по обогащенному концентрату (пр. 339-2), а вторая — по суммарной пробе, принимается значение 2,83 млрд. лет. Оно интерпретируется как минимальный возраст субстрата диорито-гнейсов.

Для гетерогенных цирконов, содержащих II разновидность, разброс максимальных датировок составляет 2,50–2,62 млрд. лет. Сюда входят данные по обогащенным фракциям (пр. 39-2, 338-1), кристаллическому остатку после удаления разновидности I (пр. 339-3) и цирконам (пр. 16) плагιοгранодиоритов, в которых разновидность II является основной. На основании этих данных возраст гранулитового метаморфизма оценивается в $2,6 \pm 0,1$ млрд. лет.



Р и с. 89 (окончание)

Без особых противоречий для обогащенных разновидностей цирконов эндревитов Va–Vб могут быть приняты возрастные значения 2,15 и 1,91 млрд. лет соответственно. Таким образом, период образования жильных эндревитов от появления лейкократового расплава до его кристаллизации оценивается длительностью 0,2–0,25 млрд. лет.

Установление длительности высокотемпературного диафореза наиболее затруднительно, хотя разновидность цирконов III распространена очень широко. Обусловлено это ее повышенной метамиктностью и, следовательно, пониженной устойчивостью к наложенным процессам, а также многообразием вариантов сочетаний с другими разновидностями. Не исключено, что к разновидности III отнесены и некоторые другие генерации цирконов, возникшие на различных этапах высокотемпературного диафореза. Минимальный возраст цирконов III по обогащенному концентрату (пр. 339-2) и минимальным значениям суммарных проб (452, 537, 335) оценивается в $1,63 \pm 0,05$ млрд. лет. Время появления этой разновидности по минимальным (пр. 336, 16) и максимальным (пр. 452, 537, 335) значениям равно $2,28 \pm 0,05$ млрд. лет. Отсюда длительность периода преобразования гранулитовых парагенезисов в условиях амфиболитовой фазии оценивается значительным интервалом – в 0,6–0,7 млрд. лет. По промежуточным датировкам (пр. 339-1, 34, 452, 537, 335, 39-1) и минимальному значению пр. 19 выделяется рубеж $1,90 \pm 0,10$ млрд. лет, с которым связано усиление процессов гранитизации. Это согласуется с ранее полученными возрастными определениями для гранитоидов и пегматитов с помощью K-Ar и U-Th-Pb методов. Единичными определениями фиксируется фаза метаморфических преобразований с возрастом 0,45–0,50 млрд. лет.

Вывод о гетерогенности цирконов тараташского полиметаморфического комплекса касается и остальных подобных образований докембрия. Гетерогенность цирконов для них явление скорее обязательное, чем исключительное. Утверждение о том, что при новом росте цирконов должна происходить полная гомогенизация реликтового материала, следует признать ошибочным. Отсюда необходимость при датировании метаморфитов в каждом конкретном случае проводить специальные минералого-геохимические исследования не только цирконов, но и других минералов-геохронометров, что будет способствовать более объективной интерпретации датировок. Сказанное полностью от-

Т а б л и ц а 9. Возраст цирконов тараташского комплекса

Порода	№ пробы	Разновидность, способ подготовки*	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$					
			возраст, млрд. лет					
1	2	3	4					
Гиперстеновый диорито-гнейс	339-1	C	$\frac{0,139}{2,22}$	$\frac{0,127}{2,06}$	$\frac{0,113}{1,85}$	$\frac{0,109}{1,79}$	$\frac{0,105}{1,72}$	$\frac{0,096}{1,55}$
	339-2	I > III, III	$\frac{0,201}{2,83}$	$\frac{0,190}{2,74}$	$\frac{0,179}{2,65}$	$\frac{0,158}{2,44}$		
	339-3	C; обработана в HF	$\frac{0,176}{2,62}$	$\frac{0,123}{2,00}$	$\frac{0,108}{1,77}$	$\frac{0,081}{1,23}$		
Кордиерит-силлиманитовый кварцито-гнейс	336	C; I < II, III	$\frac{0,186}{2,71}$	$\frac{0,161}{2,47}$	$\frac{0,146}{2,30}$			
Пироксеновый биотитизированный плагиогранодиорит	* 16	C; II > III	$\frac{0,167}{2,53}$	$\frac{0,140}{2,23}$				
Очковый гнейс; бластомилонит	537	C	$\frac{0,144}{2,28}$	$\frac{0,118}{1,93}$	$\frac{0,113}{1,85}$	$\frac{0,104}{1,68}$		
Биотитизированный плагиогнейс	19	C; II-IV	$\frac{0,157}{2,43}$	$\frac{0,133}{2,21}$	$\frac{0,119}{1,95}$			
Биотитизированный, эпидотизированный плагиогнейс	34	C; П-IV	$\frac{0,162}{2,47}$	$\frac{0,139}{2,21}$	$\frac{0,116}{1,90}$	$\frac{0,084}{1,30}$		
Гранатовый гнейс с биотитом; бластомилонит	338-1	II > III	$\frac{0,165}{2,50}$	$\frac{0,131}{2,11}$	$\frac{0,103}{1,67}$			
	338-2	III II	$\frac{0,106}{1,73}$	$\frac{0,098}{1,58}$				
Крупноочковый гнейс; бластомилонит	39-1	C; II, III	$\frac{0,166}{2,52}$	$\frac{0,156}{2,41}$	$\frac{0,116}{1,90}$	$\frac{0,101}{1,64}$		
	39-2	II > III	$\frac{0,173}{2,60}$	$\frac{0,168}{2,51}$	$\frac{0,156}{2,41}$	$\frac{0,135}{2,17}$	$\frac{0,085}{1,32}$	
	39-3	III > II	$\frac{0,116}{1,90}$	$\frac{0,114}{1,86}$	$\frac{0,105}{1,72}$	$\frac{0,099}{1,61}$	$\frac{0,088}{1,39}$	
Двапироксеновый амфиболитизированный сланец	452	C	$\frac{0,150}{2,35}$	$\frac{0,137}{2,19}$	$\frac{0,117}{1,92}$	$\frac{0,102}{1,66}$		
Биотитизированный диорито-гнейс	335	C	$\frac{0,142}{2,25}$	$\frac{0,116}{1,90}$	$\frac{0,100}{1,58}$			
Жильный эндарбит	665-1	Va > V6, кристаллы мелкие	$\frac{0,134}{2,15}$	$\frac{0,125}{2,03}$				
	665-2	Va > V6, кристаллы крупные (более 0,3 мм)	$\frac{0,134}{2,15}$	$\frac{0,117}{1,91}$				
	665-3	C; Va, V6	$\frac{0,126}{2,05}$	$\frac{0,117}{1,91}$				

* C — проба без обогащения (суммарная); I-V — разновидности цирконов.

носится и к условиям гранулитовой фации метаморфизма, сам факт существования которой иногда принимается в качестве гаранта гомогенизации.

Некоторые из рассмотренных проб цирконов (16, 34, 39) ранее уже исследовались U-Th-Pb методом [115]. Тогда был сделан вывод о том, что метаморфизм и гранитизация в пределах тараташского комплекса происходили 1,95–2,15 млрд. лет назад; при этом цирконовых фаз с возрастом, превышающим 2,4 млрд. лет, установить не удалось. По-видимому, применение классического U-Th-Pb метода к гетерогенным полигенным цирконам следует признать малоэффективным. В основу цирконовой геохронологии должен быть положен анализ моногенерации цирконов, а “валовое” изучение их гетерогенных сообществ и интерпретация при традиционном подходе могут быть оправданы лишь при условии предварительного минералого-геохимического и петрологического контроля, планирующего получение дискордантных данных.

Возрастные определения цирконов тараташского комплекса термоизохронным методом хорошо согласуются с современными геологическими представлениями. Большая часть пород образовалась в результате метаморфизма гранулитовой фации 2,6 млрд. лет назад. Как известно, этот рубеж носит планетарный характер, выделяется на разных материках и соответствует границе архея–протерозоя. Субстратом для некоторых метаморфитов тараташского комплекса, в частности диорито-гнейсов, послужили породы с возрастом не менее 2,83 млрд. лет. По петрологическим данным, это предположительно андезито-базальты специфического состава [69]. Особенности цирконов I разновидности подтверждают магматический генезис пород субстрата, но одновременно указывают на их принадлежность к кислым дифференциатам, обогащенным редкими и радиоактивными элементами. По-видимому, таковыми служили фрагменты древнейшей на Урале протокоры гранитного состава (“серые гнейсы”); переработанные последующими процессами метаморфизма и гранитизации. Что касается субстрата других пород гранулитового метаморфизма (двупироксеновых сланцев, кварцито-гнейсов, графитсодержащих гнейсов и др.), то, судя по минералого-геохимическим особенностям цирконов-ядер, они образовались за счет как осадочных, так и магматических пород. Этот вывод основан на нахождении среди ядер окатанных обломков зональных цирконов, испытавших перекристаллизацию и последующее обрастание разновидностью II. Интервал 1,63–2,28 млрд. лет соответствует этапу высокотемпературного диафореза в условиях амфиболитовой фации. Возможно, сюда “входят” и другие процессы, с которыми связано образование цирконов III и подобных им разновидностей. И, наконец, возраст 1,23 млрд. лет и единичные более низкие значения обусловлены частично цирконами IV, для которых прослеживается связь с бластомилонитами в условиях эпидот-амфиболитовой фации, а частично цирконовой фазой, возникшей при зеленосланцевом диафорезе. Для последнего какой-либо характерной разновидности цирконов выделить не удастся, а ее вещественным воплощением можно считать появление у некоторых ранних генераций сероватых корочек и помутнение трещиноватых участков вплоть до образования псевдоядер.

Полученные данные указывают на приуроченность жильных эндрбитов к периоду высокотемпературного диафореза. Это не согласуется с петрологическими выводами, по которым образование всех гиперстеновых гранитоидов происходило одновременно с основным этапом гранулитового метаморфизма. По-видимому, интенсивность высокотемпературного диафореза в отдельных зонах доходила до уровня гранулитовой фации, что сопровождалось появлением гранитного расплава, продуктами кристаллизации которого оказались отмеченные эндрбиты.

Из рассмотренного материала очевидна неопределенность понятия “возраст тараташского комплекса” (и любого другого полиморфического) и соответственно условность его положения в стратиграфическом разрезе. При формальном отношении можно найти “подтверждение” любым построениям, в которых тараташский комплекс будет занимать место от архея до среднего рифея. Очевидно, любую датировку необходимо дополнять геологическим “содержанием”, что позволит проводить корреляцию не цифрового материала, а реальных геологических событий.

Приведенные данные свидетельствуют о наличии в тараташском комплексе метаморфических толщ архейского возраста. Присутствие (точнее – сохранность) других столь же древних образований на Урале проблематично. Наиболее вероятное их местонахождение – в нижних частях разрезов мугоджарского, салдинского, харбийского комплексов. В частности, сумма геологических признаков по мугоджарскому комп-

лексу — ареальный метаморфизм альмандин-амфиболитовой фации, региональная плагиомигматизация, брахиформный тип структур при субширотном простираии, поликристаллическое строение реликтовых цирконов — является весомым основанием для отнесения южноугоджарской серии к архею. Естественно, что без надежных геохронологических данных этот вопрос не может быть решен.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ НА УРАЛЕ

Выделение нижнепротерозойских образований на Урале сопряжено с датированием древнейших толщ полиморфических комплексов (ПМК), которые распространены от Северного Урала до Мугоджар (см. рис. 70). Особенно проблематично наличие таких образований на восточном склоне Урала, о чем уже многие десятилетия среди геологов ведется оживленная дискуссия. Применение К-Аг метода для решения вопроса существенной помощи оказать не может из-за неизбежного омоложения, которое сопряжено с развитием палеозойской эвгеосинклинали.

Первые датировки, указывающие на присутствие среди метаморфитов ПМК реликтов докембрийского возраста (до 1,80 млрд. лет) были получены по цирконам α -Pb методом в 1964 г. Появившиеся к настоящему времени новые данные излагаются ниже.

Т а б л и ц а 10. Корреляция метаморфических образований Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория

Структура	Свита	Структура	Свита
Ильменогорская	Ингишская Ильменогорская Фирсовская Селянкинская	Сысертская	Сысертская Черновская Шумихинская
Вишневогорская	Борзовская Булдымская Вишневогорская		

Т а б л и ц а 11. Особенности состава пород и возраст цирконов Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория

№ образца	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	68,80	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	" "	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	0,058	0,026	—
9	Гнейс мелкозернистый	61,14	4,11	3,02	13	0,0100	0,042	—
10	Гнейс фенитизированный	64,76	4,34	3,60	25	0,063	0,028	—
11	Пироксеновый фенит	63,36	4,96	5,15	27	0,0060	0,0315	—
12	Миаскит	55,68	5,51	7,49	70	0,001	0,011	—

Примечание. Поправка: 1—18,93 — 15,72 — 38,80.

Основные проблемы докембрия Уральского региона неразрывно связаны с изучением ПМК, особенно их возрастным расчленением. Наиболее типичен и хорошо изучен Ильменогорский комплекс, расположенный на восточном склоне Южного Урала в пределах Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория.

Стратиграфическая последовательность пород для этого комплекса разработана детально. Предполагается существование двух структурных этажей, из которых нижний относится к гнейсовому ядру (шумихинская свита и ее аналоги), а верхний — к сланцевому обрамлению (табл. 10) [140].

Представления о возрасте комплекса основаны на противоречивых данных. С одной стороны, это находки палеозойской фауны и геологические предпосылки, свидетельствующие о моноциклическом развитии, с другой — радиологические определения, позволяющие относить некоторые метаморфиты к докембрийским образованиям [47].

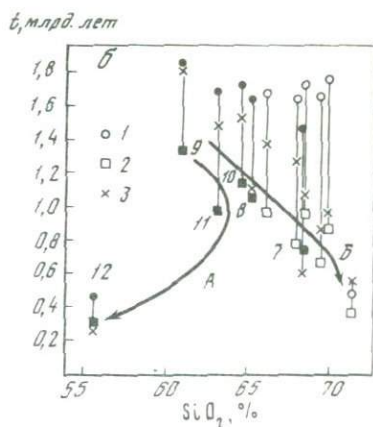
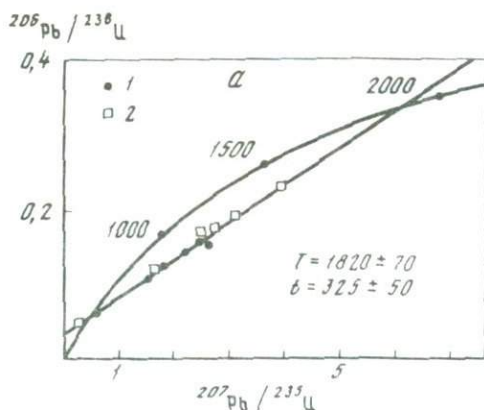
В первую очередь основное внимание было уделено датированию цирконов селянkinской и вишневогорской свит — древнейших в пределах Ильменогорского комплекса.

Породы, геохимические особенности. Отбор проб для извлечения циркона предусматривал поиски минимально измененных пород субстрата и оценку влияния интрузий гранитного и миаскитового состава на сохранность цирконов. Предварительно возраст цирконов был определен α -Pb методом (30 проб). Оказалось, что гнейсы и мигматиты селянkinской и вишневогорской свит содержат циркон с возрастом от 290 до 1840 млн. лет. Максимальные значения интерпретировались как возраст регионального метаморфизма с предположением о более древнем возрасте субстрата.

Процесс преобразования субстрата при гранитизации в Ильменских горах включает последовательность: плагиогнейсы—мигматиты—гранито-гнейсы—граниты [65]. Цирконы в необходимом для анализа количестве были получены лишь из ее промежуточных членов (табл. 11). Биотит-амфиболовые мигматиты (обр. 1—3) развиваются непосредственно по плагиогнейсам и амфиболитам. Биотитовые мигматиты (обр. 4,5) соответствуют более высоко гранитизированным образованиям. Обр. 6 на 85% состоит из материала инъекций и практически соответствует гомогенизированному гранито-гнейсу. Мигматиты из вишневогорской свиты (обр. 7, 8) не отличаются от рассмотренных и также отражают влияние гранитизации (мигматизации).

Иную ситуацию отражают обр. 9—12. Если расстояние между обр. 1—6 и 7, 8 измерялось в километрах, то между обр. 9—12 — в метрах. Взяты они из стенок карьера горы Долгой в зоне влияния контактового метаморфизма миаскитов (обр. 12) на породы

Изотопный состав Pb				Возраст, млн. лет				Метод α -Pb		
204	206	207	208	$\frac{207\text{Pb}}{206\text{Pb}}$	$\frac{206\text{Pb}}{238\text{U}}$	$\frac{207\text{Pb}}{235\text{U}}$	$\frac{208\text{Pb}}{\text{Th}}$	$\alpha/\text{мг}\cdot\text{ч}$	Pb · 10 ⁶ , г/г	Возраст, млн. лет
<i>Ильменские горы</i>										
0,060	73,280	8,490	18,17	1735	960	1220	1016	88	41	1060
0,230	67,830	10,310	21,63	1760	860	1145	1090	169	69	915
0,053	74,167	8,300	17,48	1690	960	1155	1110	94	60	1370
0,058	74,182	8,270	17,49	1665	660	880	840	128	50	880
0,133	67,610	8,595	21,68	1650	760	1115	920	50	30	1260
0,071	80,610	5,610	13,71	490	380	390	350	325	79	560
<i>Вишневые горы</i>										
0,082	74,910	8,010	17,00	1480	755	950	—	315	82	600
0,116	69,990	8,570	21,32	1640	1050	1245	—	115	61	1070
0,054	83,750	10,150	6,05	1870	1330	1540	—	170	151	1840
0,550	74,325	8,500	17,12	1730	1130	1340	—	159	112	1520
0,058	75,512	8,330	18,10	1700	960	1200	—	140	96	1475
0,223	48,110	5,967	45,70	470	290	310	—	43	5	275



Р и с. 90. Возраст цирконов ильменогорского комплекса

а — селянкинская (1) и вишневогорская (2) свиты; *б*: 1 — возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 2 — по $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 3 — по $\alpha\text{-Pb}$; залитые знаки относятся к вишневогорским пробам

субстрата (обр. 9), которые в виде реликтов (небольших пачек и линз) сохранились среди фенитизированных гнейсов (обр. 10) и фенитов (обр. 11).

Из полученных данных видно, что при возрастании гранитизации, сопровождаемой увеличением содержаний кремнезема и щелочей, количество Zr практически не меняется. При фенитизации наблюдается положительная корреляция содержания ZrO_2 с SiO_2 , K_2O и Na_2O (обр. 9–12). Различен характер поведения U в рассматриваемых процессах. В случае гранитизации проявляется слабая тенденция к возникновению новых разновидностей цирконов с повышенным содержанием U. В то же время для обр. 9–12 увеличение влияния щелочной магмы вызывает потерю цирконами U. Следовательно, процессы преобразования субстрата (гранитизация — обр. 1–8, фенитизация — обр. 9–12) отражают закономерные, хотя и различно направленные тенденции изменения состава как цирконов, так и соответствующих им пород.

Цирконы. Кратко напомним о тех особенностях цирконов, которые необходимо учитывать при интерпретации возрастных данных. Цирконы гнейсов (см. табл. 11, обр. 9) типичны для метаморфитов, возникших за счет эффузивно-осадочного материала. Среди этих цирконов заметны округлые обломки кристаллов и типичные ядра различной формы. Поверхность кристаллов лишена признаков, свойственных окатанным цирконам. По степени усвояемости ядер, общей прозрачности, округлому облику и строению поверхности, наличию грануломорфных тонкополосчатых выростов эти цирконы подобны цирконам гранулитов.

Морфология цирконов в мигматитах и фенитах становится более разнообразной. В фенитизированном гнейсе (обр. 10) встречены цирконы с призматическими выростами, соответствующими III (помимо ядра и оболочки) генерации. Цирконам магматитов свойственны призматический облик, различные новообразования, зональность и точечные пузырьки-включения. Фронт фенитизации предшествовал внедрению щелочной магмы. Это доказывается дроблением новообразованных в фенитах цирконов с их рекристаллизацией и метасоматическим изменением вдоль трещин.

Результаты. Разброс возрастных значений (см. табл. 11; рис. 90) подтверждает сложную историю эволюции цирконов метаморфитов Ильменских гор, о чем уже сообщалось ранее (см. рис. 61–63). Минимальным колебаниям подвержен возраст по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а возрастные значения по другим отношениям занижены. Выше отмечалось, что содержание U в цирконах при гранитизации повышается. Отсюда следует, что снижение возраста в цирконах мигматитов происходит в первую очередь за счет обогащения цирконов рассеянным в породах ураном (см. рис. 90, б, тенденции B). Поскольку при фенитизации возникают обедненные U цирконы, необходимо допустить, что одновременно, но более интенсивно происходит потеря свинца, так как возраст также снижается (см. рис. 90, б, тенденция A). Из сравнения с данными U-Th-Pb метода следует, что $\alpha\text{-Pb}$ методом можно получить как близкие к истинному возрасту значения, так и любые промежуточные. Отклонения зависят от степени перекристаллизации цирконов.

Изохрона, построенная для цирконов селянkinской толщи и вишневогорской свиты (см. рис. 90, а), пересекает конкордию в точках, соответствующих возрастным значениям $T = 1820 \pm 70$ млн. лет и $t = 325 \pm 50$ млн. лет.

Из полученных данных следует вывод о том, что в основании стратиграфического разреза Ильменских и Вишневых гор присутствуют гнейсовые и мигматитовые толщи, сформировавшиеся при метаморфизме (диафторезе) амфиболитовой фации с возрастом 1820 млн. лет. Датировки метаморфических толщ ильменогорского комплекса на восточном склоне Урала — самые достоверные, они позволяют рассматривать селянkinскую свиту в качестве геохронологического репера при корреляционных построениях.

Субстратом гнейсов служили метаморфиты гранулитовой фации, реликты которых позднее были выявлены по другим индикаторным минералам [57]. Однако при этом открытым оставался вопрос о возрасте этого субстрата, а также ильменогорской и игишской свит. Извлеченная из цирконов информация свидетельствовала о наличии среди толщ ильменогорской свиты останцов гнейсового фундамента. Для решения этих вопросов был применен термоизохронный метод. Полученные данные (табл. 12) по цирконам селянkinской свиты согласуются с результатами изохронного датирования и подтверждают "диафторическую" природу датировки 1820 млн. лет. Цирконы, для которых отмечалась близость к гранулитовым разностям, испытывали в это время интенсивную, но не полную перекристаллизацию и содержат реликтовую фазу с возрастом не менее 2,32 млрд. лет. Показательно, что близкий возраст имеют цирконы из пегматитов (2,28 млрд. лет), которые выполняют полости, возникающие при пластических течениях гнейсов селянkinской свиты. Очевидно, что возрастные значения, превышающие 2,20 млрд. лет, можно рассматривать как минимальные для гранулитового метаморфизма. Истинный возраст этого процесса близок, вероятно, 2,6 млрд. лет, как это установлено для тараташского комплекса и многих других ПМК планеты. Максимальные значения возраста по другим пробам цирконов селянkinской свиты (1,70—1,96 млрд. лет) отвечают тем регрессивным преобразованиям, которые были установлены изохронным U-Pb методом (1820 млн. лет).

Принципиально новая информация получена для ильменогорской свиты. Предыдущие датировки α -Pb и K-Ar методами для этой свиты достигали 600—700 млн. лет. С помощью термоизохронного метода среди метаморфитов свиты удалось обнаружить реликтовые цирконы нижнепротерозойского возраста (1,88—2,03 млрд. лет). В отличие от селянkinской свиты здесь уверенно датируются разновидности цирконов с возрастом 0,6—0,7 млрд. лет. По-видимому, ильменогорская свита (в первую очередь ее плагиогнейсовая часть) может быть отнесена к нижнему протерозою и продолжаться (надстраивать) разрез выше селянkinской. В какой мере это относится ко всему объему свиты, включая амфиболитовые толщи, без надежного датирования последних ответить трудно. Несомненно, что среди метаморфических пород свиты присутствуют и более молодые образования, возраст которых по цирконам снижается до 0,56 млрд. лет.

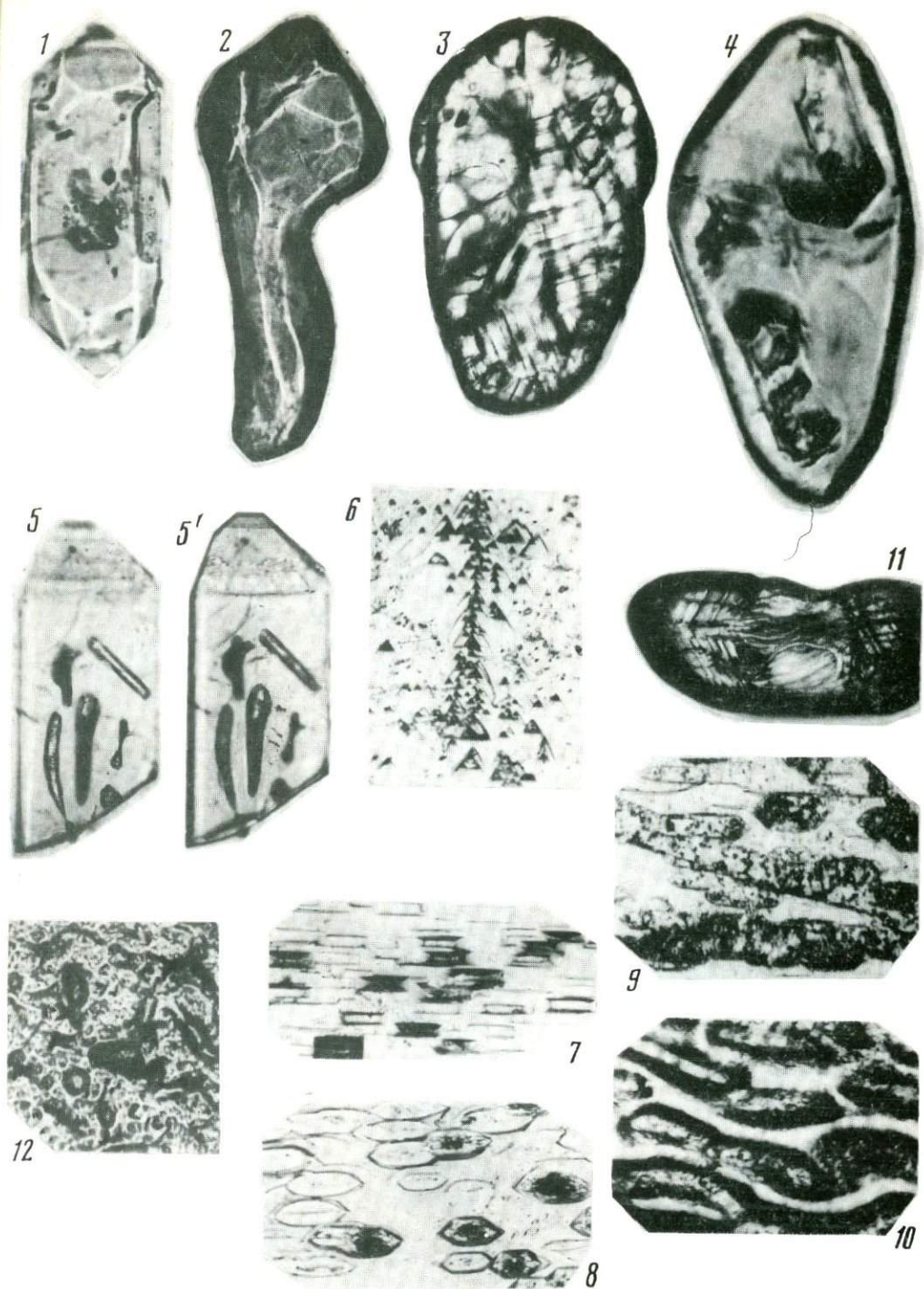
Возраст игишской свиты, по геологическим данным, оценивается как ранний палеозой—средний девон [40]. Из табл. 12 следует, что она может иметь вендский возраст (0,60 млрд. лет). Правомочность отнесения всех пород игишской свиты, литологически весьма неравноценных, пространственно разобщенных, к венду при этом не рассматривается. Можно лишь утверждать, что в разрезе метаморфических толщ Ильменских гор присутствуют разновозрастные породы — от нижнего протерозоя (архей?) до венда включительно. Неоднократно проявившиеся в палеозое процессы гранитообразования и метаморфизма существенно изменили и сnivelировали их первичные различия.

Сопоставление разрезов метаморфических толщ Ильменских гор и сысертского комплекса (структуры) дано в табл. 10. Из табл. 12 следует, что датировки цирконов метаморфитов последнего подобны датировкам цирконов ильменогорской свиты. По-видимому, максимальные датировки относятся лишь к отдельным прослоям (реликтам) гнейсов и не могут распространяться на весь комплекс метаморфитов. Цирконов, подобных древнейшим разностям в селянkinской свите, среди исследованных в сысертском комплексе не обнаружено. Вывод о более вероятном сопоставлении шумихинской свиты с ильменогорской, а не селянkinской, сделанный ранее на основании Rb-Sr датирования [59], подтверждается и при изучении цирконов.

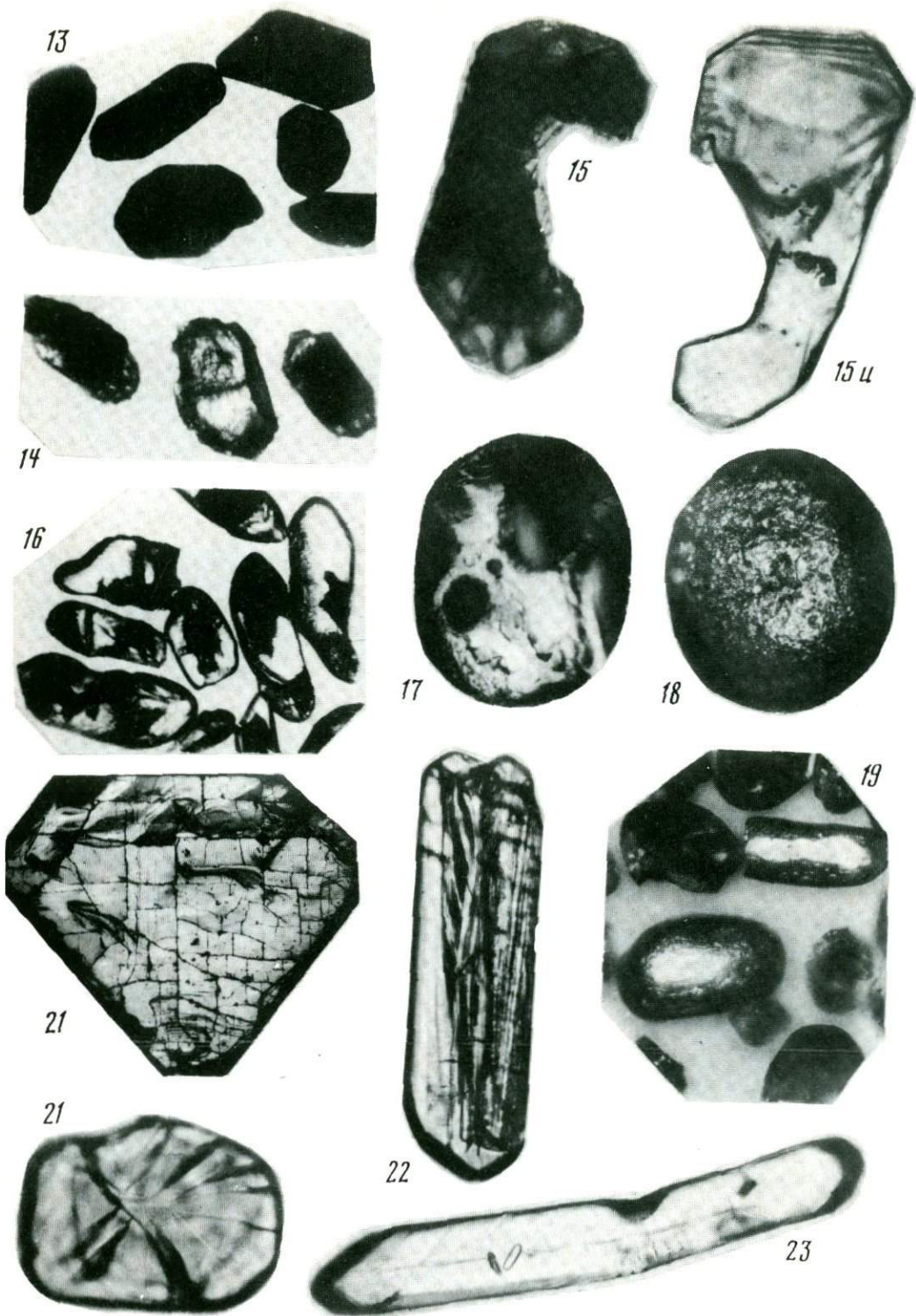
Наиболее древние образования салдинского ПМК — двупироксеновые гнейсы

Т а б л и ц а 12. Возраст цирконов гнейсово-мигматитовых комплексов Урала

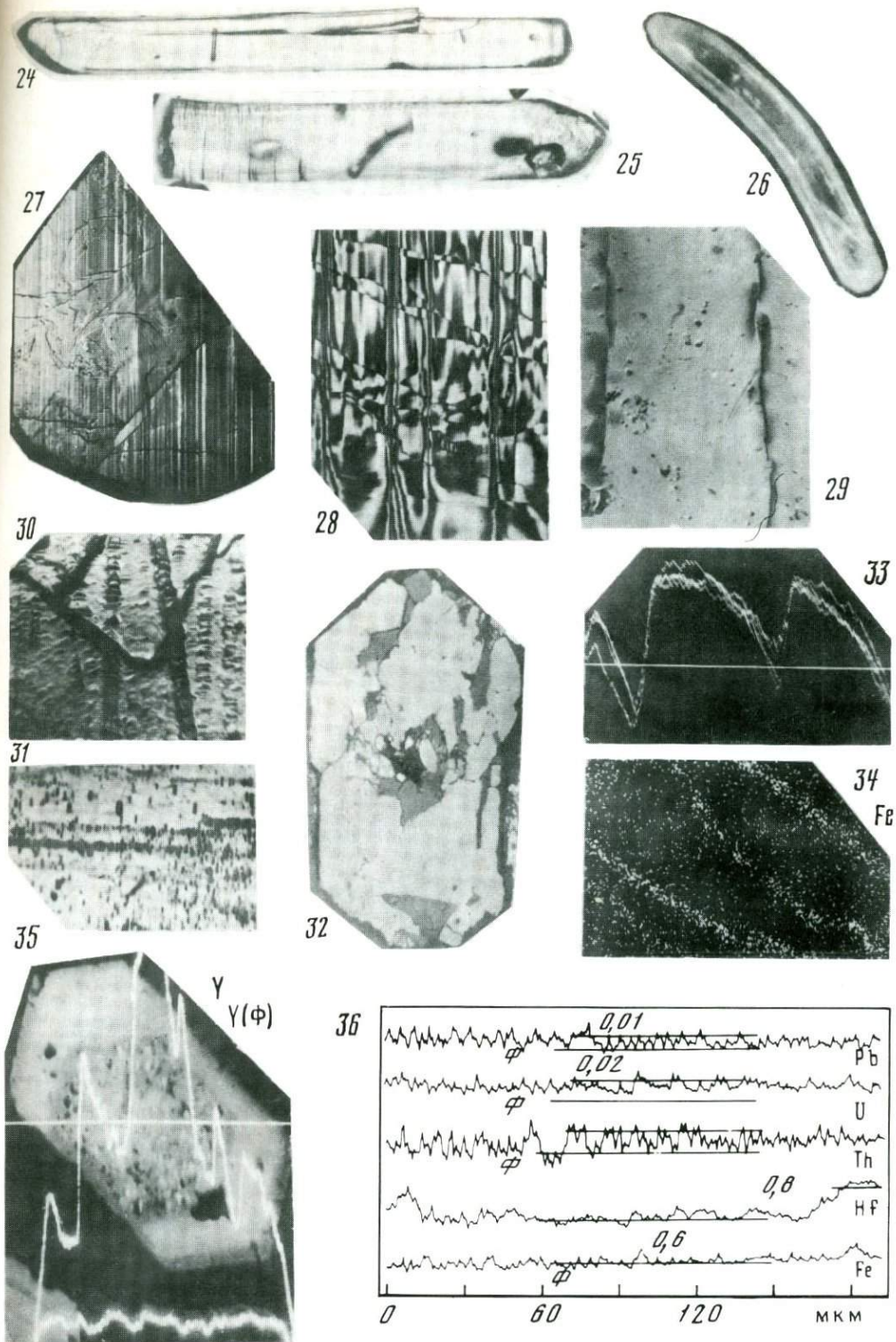
Свита, серия	№ пробы	Комплекс, порода	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			
			возраст, млрд. лет			
1	2	3	4			
<i>Ильменогорский</i>						
Селяннинская	25	Гранатовый плагиогнейс	<u>0,148</u> 2,32	<u>0,078</u> 1,15		
	35	Пегматит	<u>0,144</u> 2,28			
	27	Биотит-амфиболовый мигматит	<u>0,133</u> 2,20	<u>0,092</u> 1,42	<u>0,070</u> 0,92	
	26	Биотитовый гнейс с силлиманитом и гранатом	<u>0,119</u> 1,96	<u>0,089</u> 1,40	<u>0,077</u> 1,11	
	97	Биотит-амфиболовый мигматит	<u>0,117</u> 1,93	<u>0,073</u> 0,97		
	34	Биотитовый гнейс с гранатом	<u>0,111</u> 1,82	<u>0,068</u> 0,90		
	33	Лейкократовый гнейс	<u>0,104</u> 1,70	<u>0,076</u> 1,10		
<i>Ильменогорская</i>						
Ильменогорская	40	Биотит-гранатовый плагиогнейс	<u>0,125</u> 2,03	<u>0,110</u> 1,80		
	45	Кварцито-гнейс с графитом	<u>0,123</u> 2,03	<u>0,060</u> 0,65		
	44	Биотит-амфиболовый гнейс	<u>0,127</u> 2,05	<u>0,062</u> 0,71		
	47	Биотит-гранатовый гнейс с силлиманитом	<u>0,124</u> 2,02	<u>0,088</u> 1,38	<u>0,058</u> 0,56	
	49	Диорито-гнейс	<u>0,126</u> 2,04	<u>0,107</u> 1,75		
	43	Гнейс с силлиманитом	<u>0,116</u> 1,88	<u>0,087</u> 1,36		
	46	Биотитовый гнейс	<u>0,071</u> 21,01	<u>0,063</u> 0,69		
<i>Игишская</i>						
Игишская	51	Кварцитовый сланец	<u>0,059</u> 0,60			
<i>Сысертский</i>						
	64	Биотитовый с гранатом гнейс	<u>0,126</u> 2,04	<u>0,079</u> 1,17		
	32	Биотитовый гнейс	<u>0,125</u> 2,03	<u>0,078</u> 1,14		
	17	Двуслюдяной гнейс	<u>0,071</u> 0,96	<u>0,062</u> 0,71		
<i>Салдинский</i>						
Салдинская	6	Пироксен-амфиболовый гнейс с гранатом	<u>0,140</u> 2,23	<u>0,105</u> 1,71		



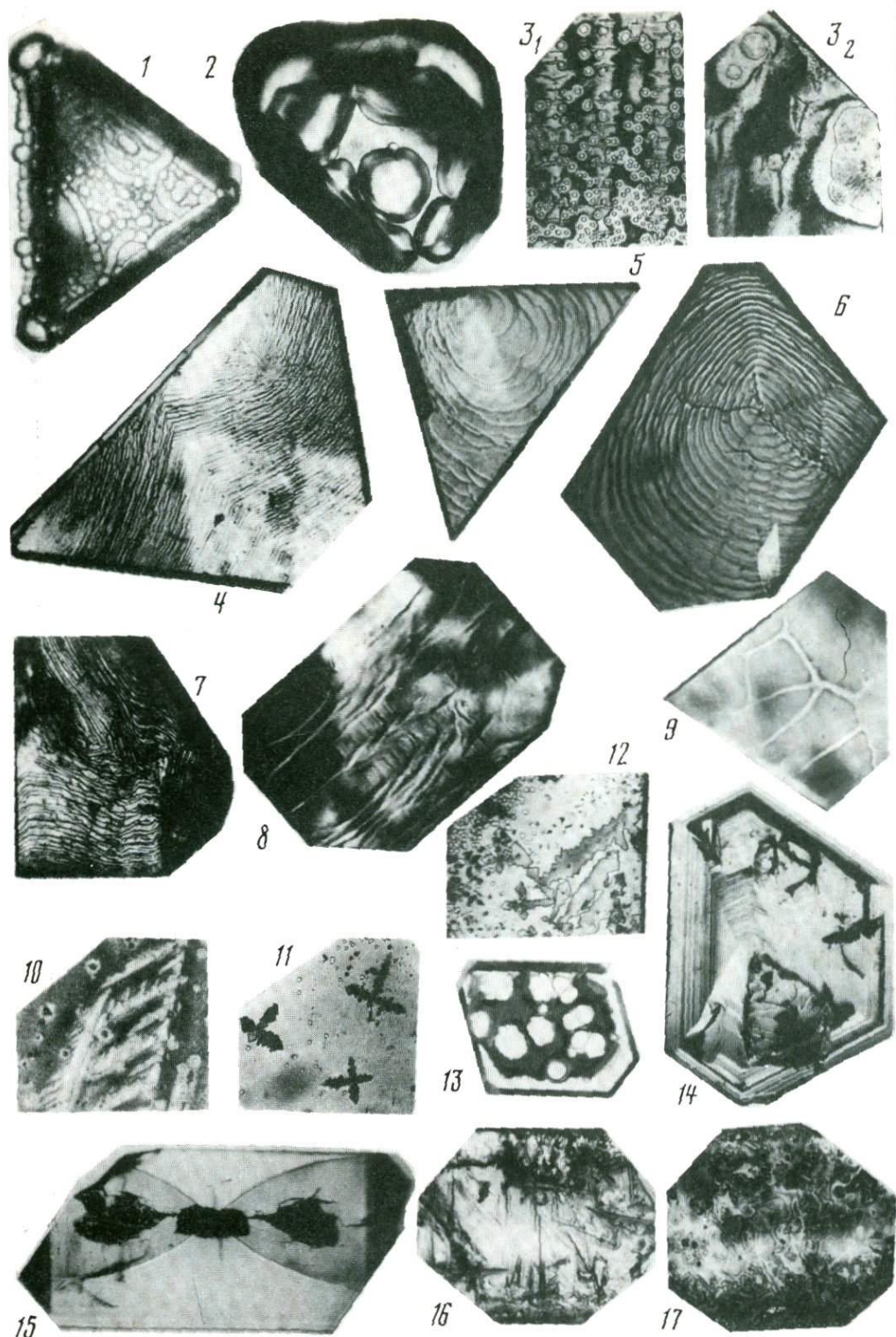
Р и с. 1. Микроморфологические и геохимические особенности цирконов
 5-5' — съемка при различных плоскостях фокусирования; ϕ — фоновый уровень; 29 — увел. 3000



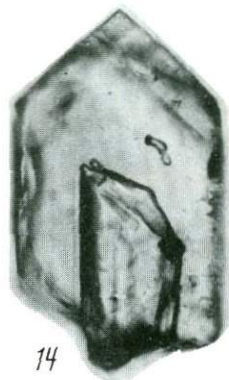
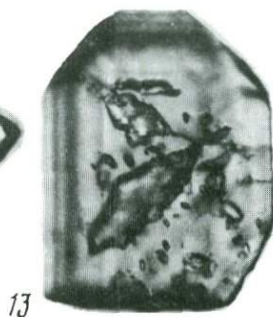
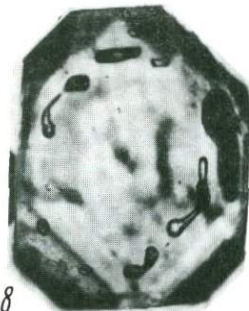
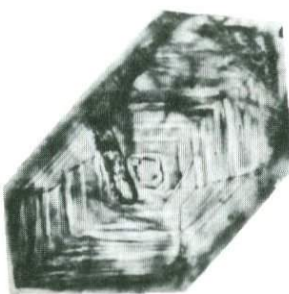
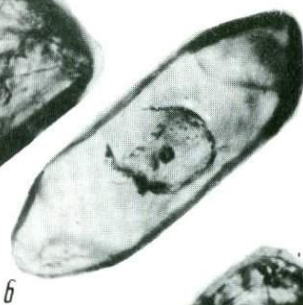
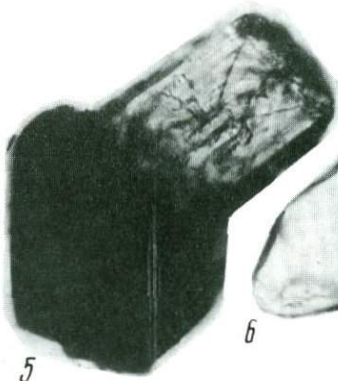
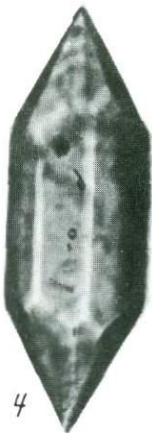
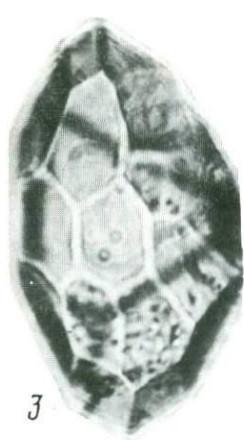
Р и с. 1 (продолжение)



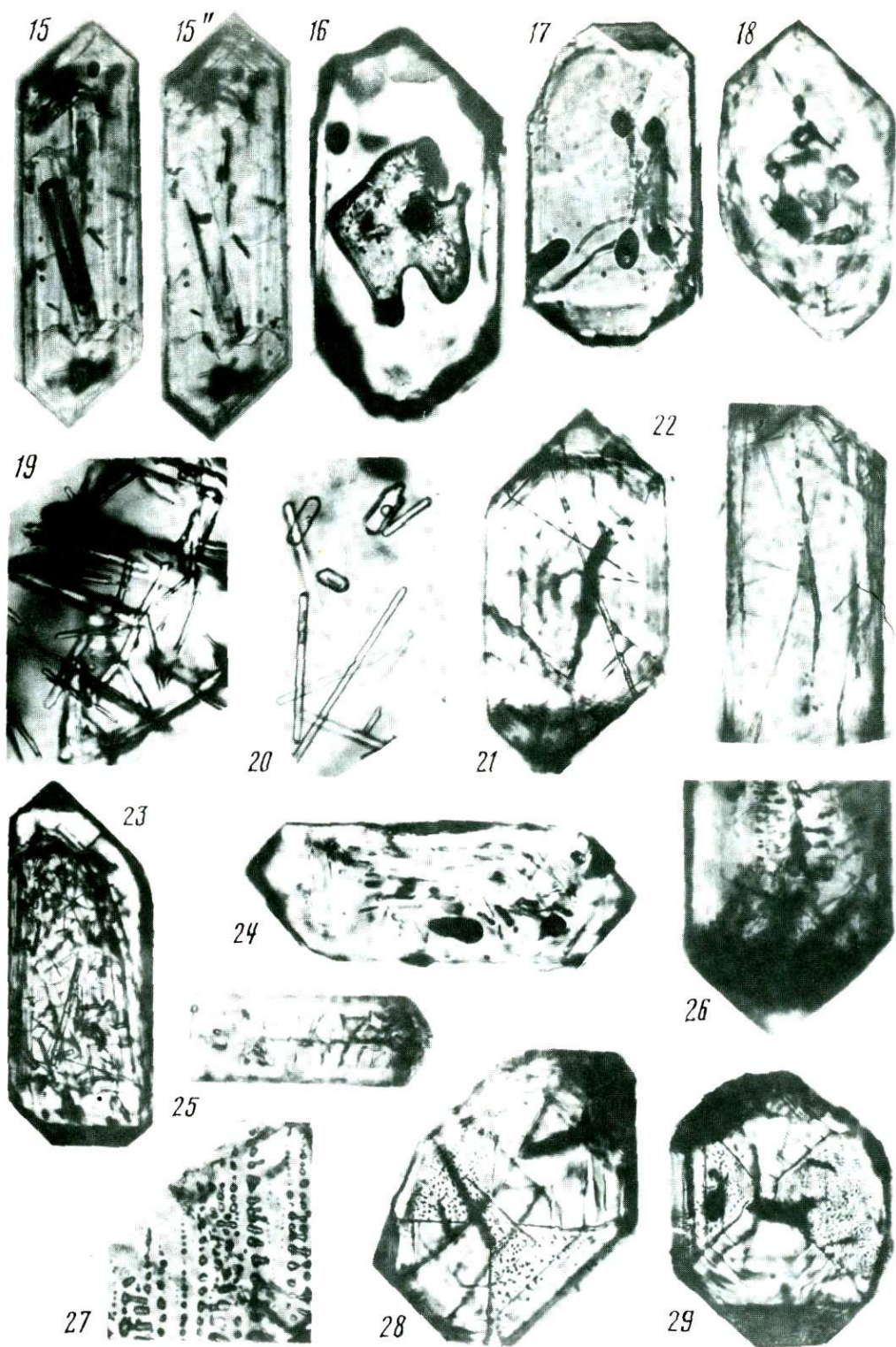
Р и с. 1 (окончание)



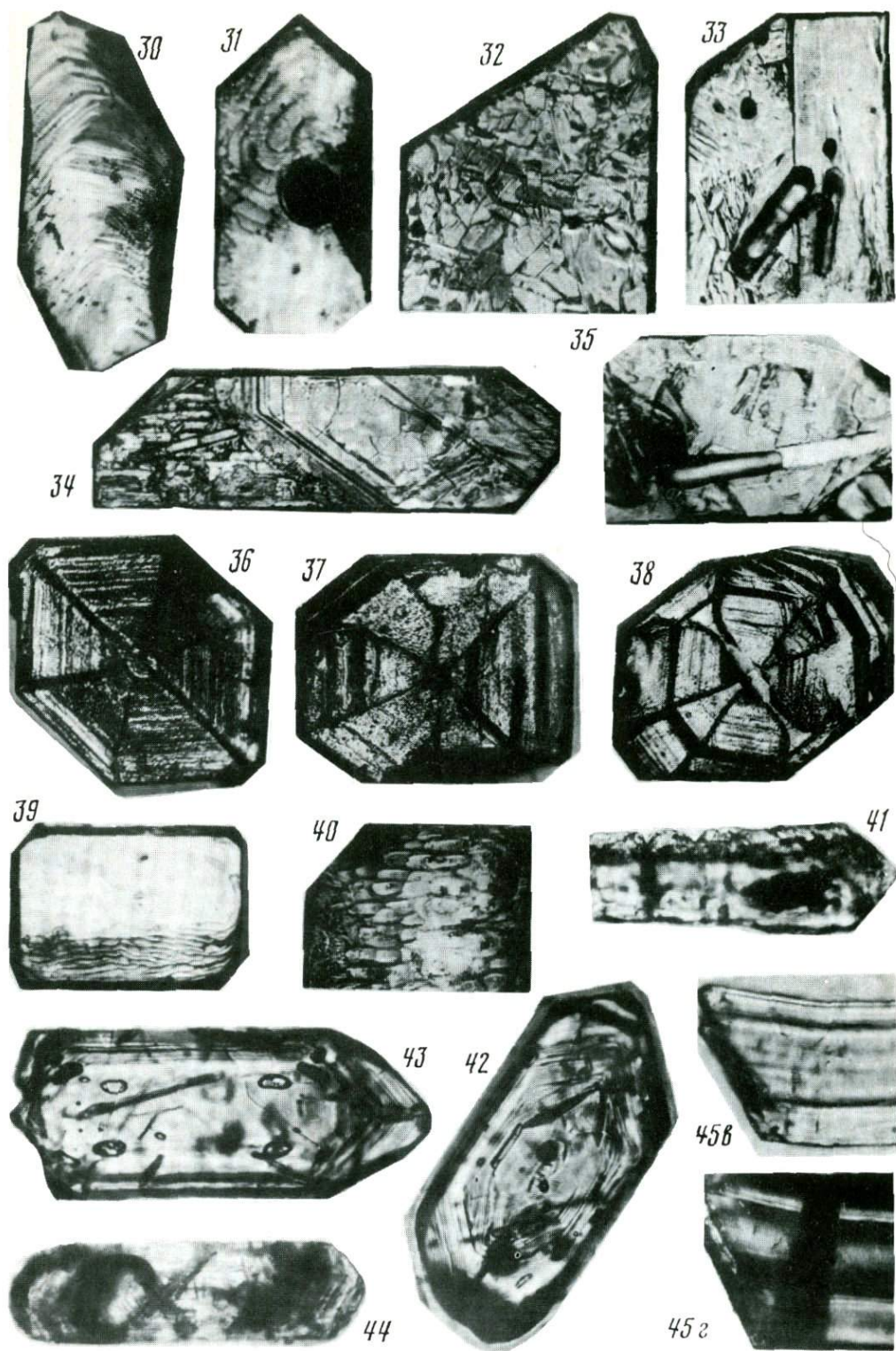
Р и с. 5. Микроморфология искусственных цирконов



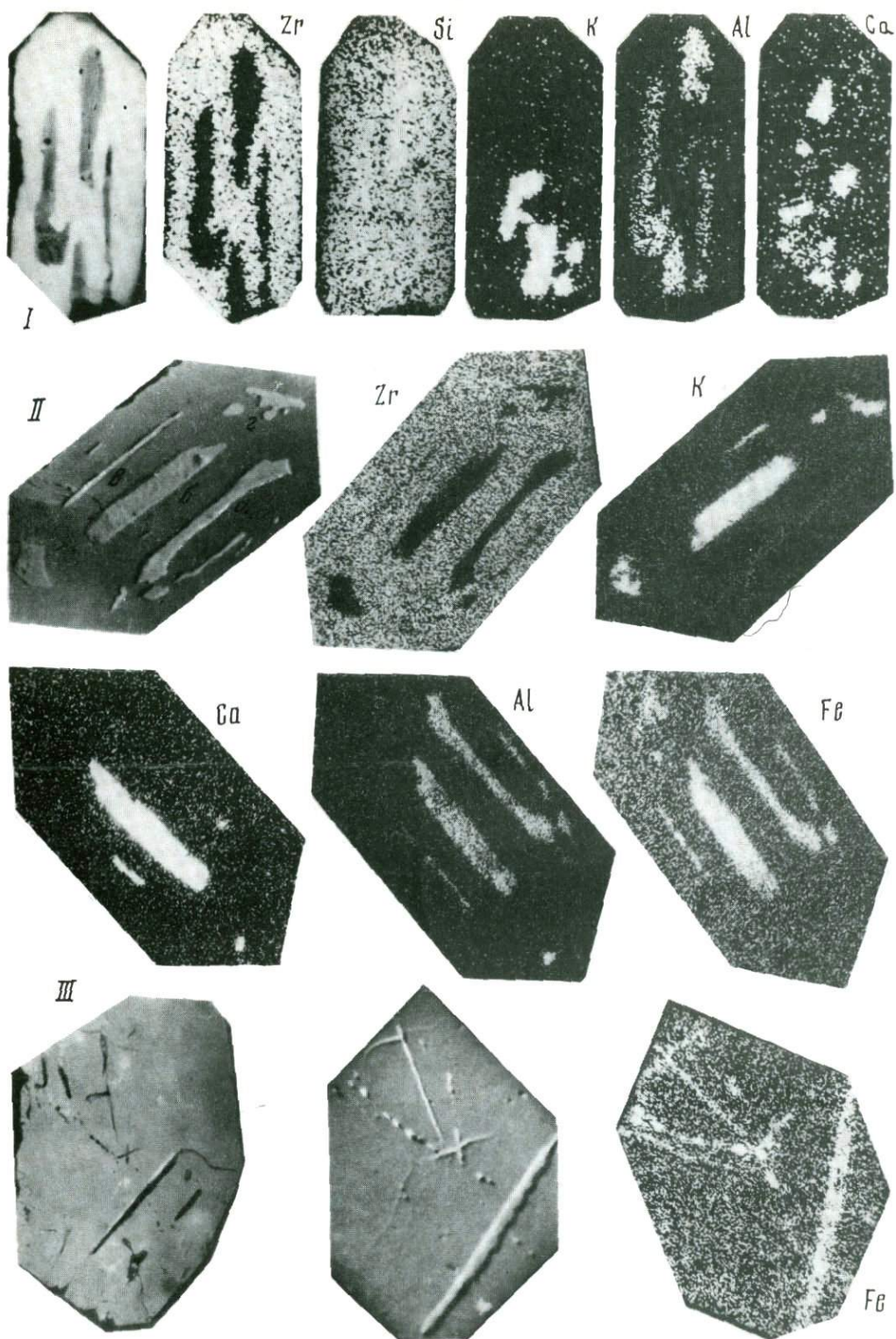
Р и с. 6. Микроморфология цирконов гранитоидов
15'' — снято через 1 ч



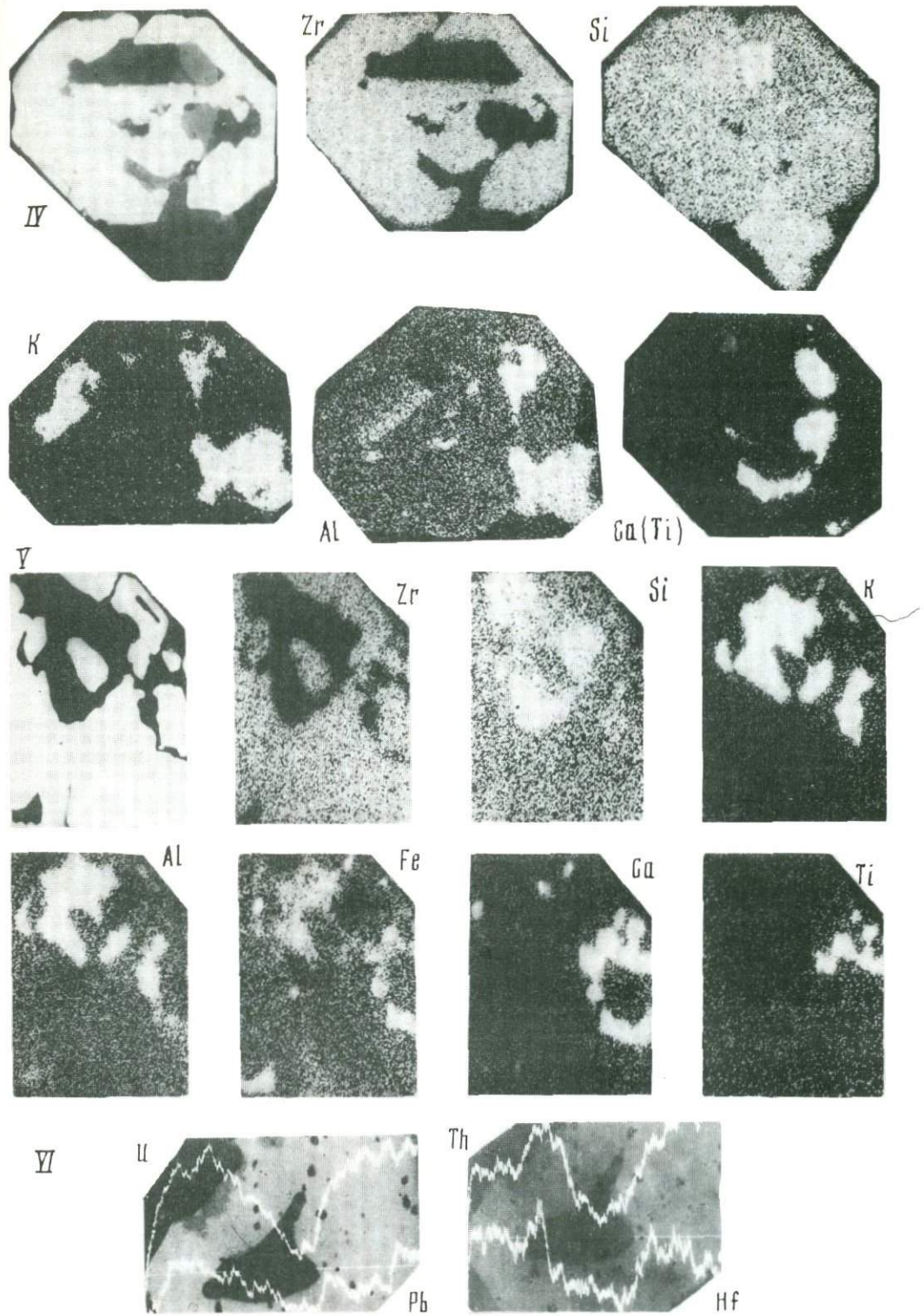
Р и с. 6. (продолжение)



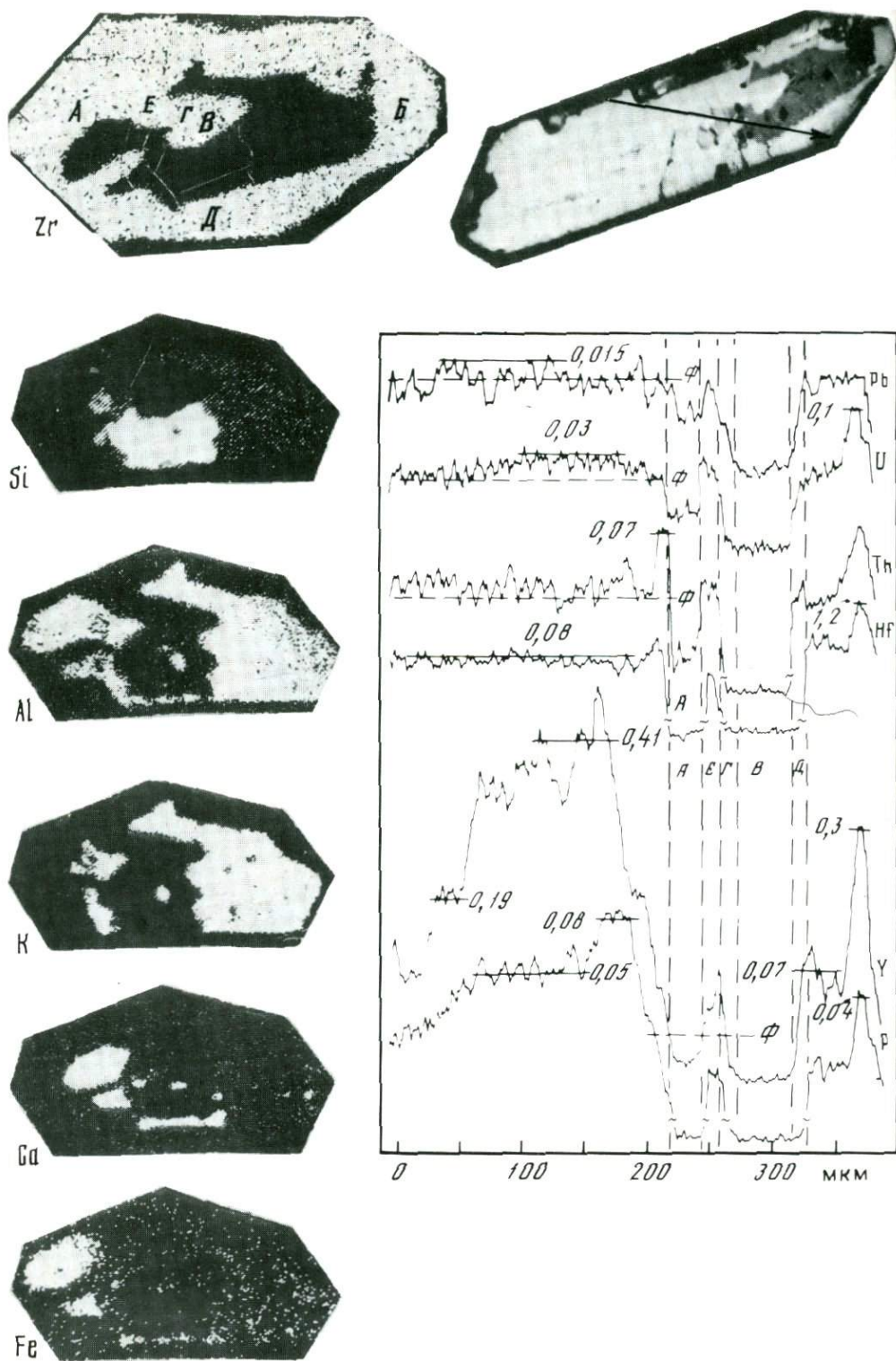
Р и с. 6 (окончание)



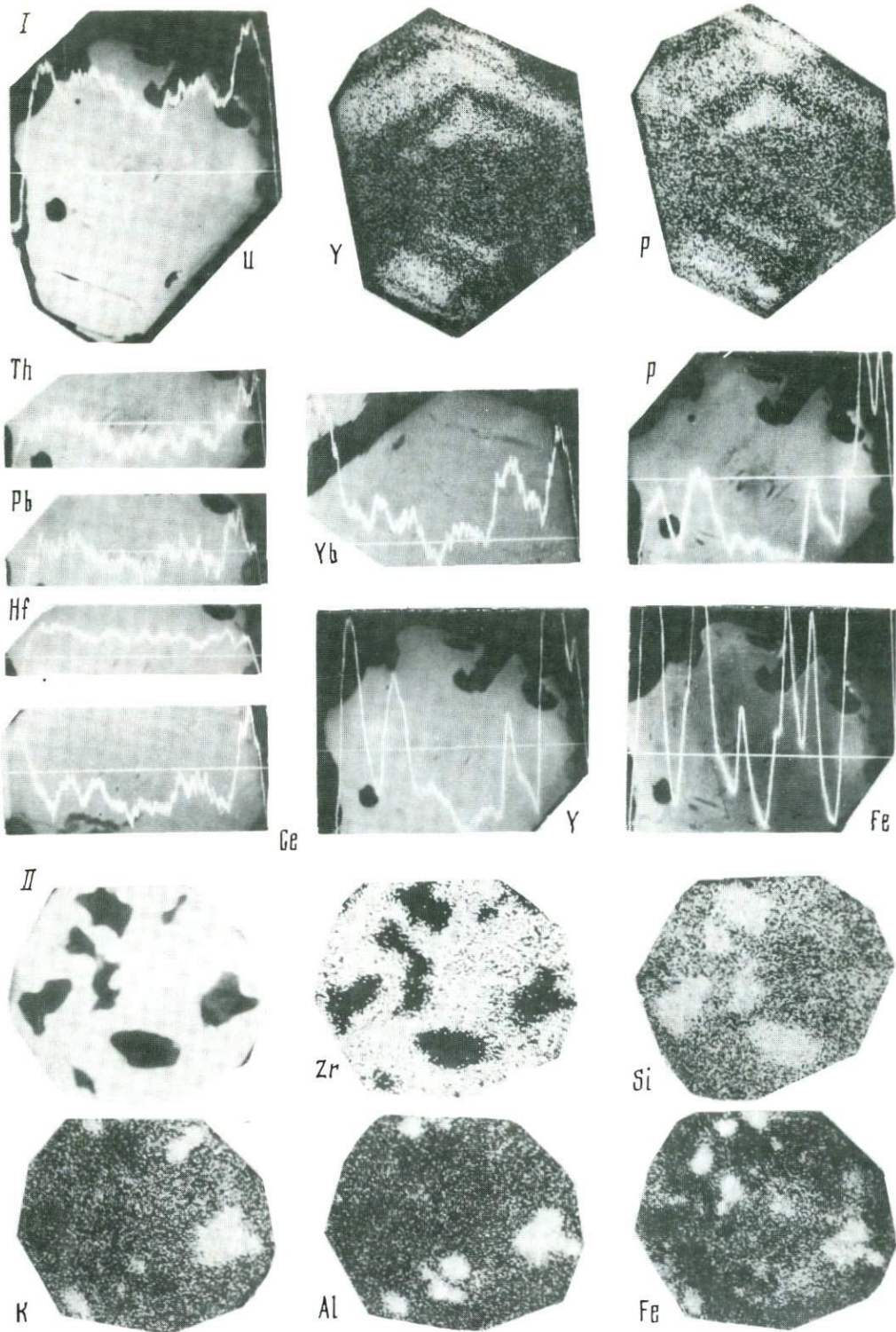
Р и с. 7. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов габбро I, гранодиоритов (II-V) и гранитов (VI) магнитогорского комплекса (a - z, II - различные включения)



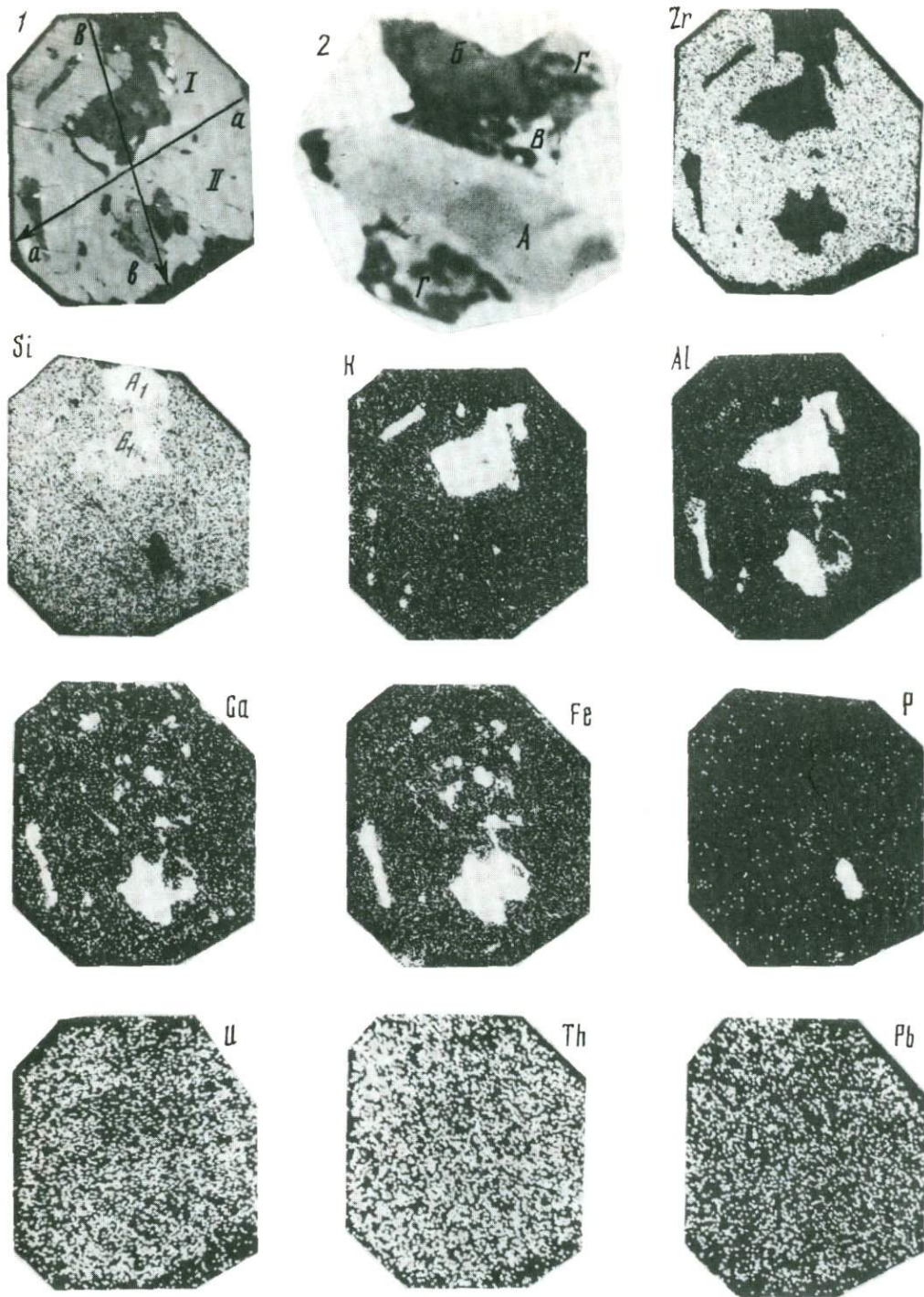
Р и с. 7 (окончание)



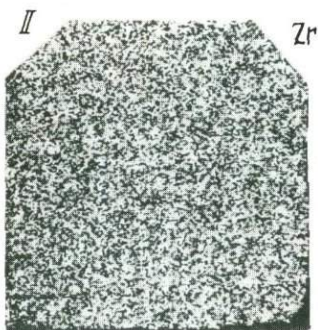
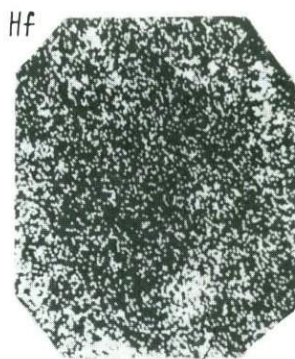
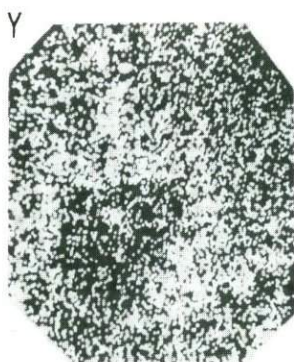
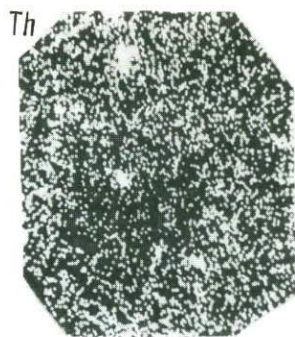
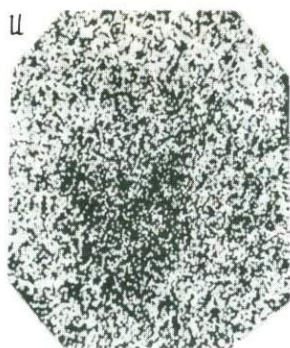
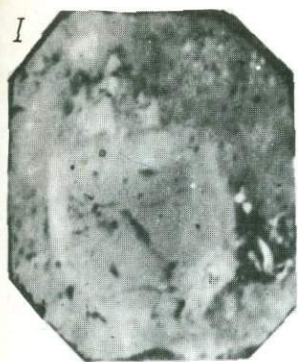
Р и с. 9. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов Ауэрбаховского массива
 А – Е – фазы включения (стрелкой показан профиль количественной съемки)



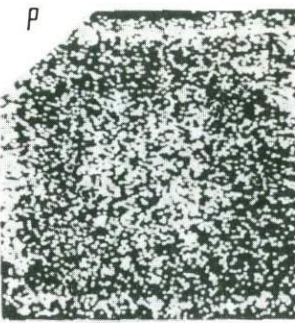
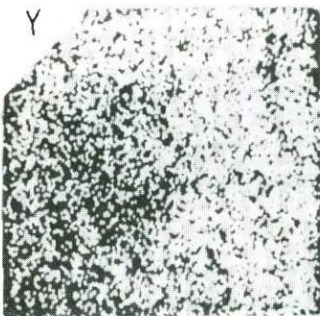
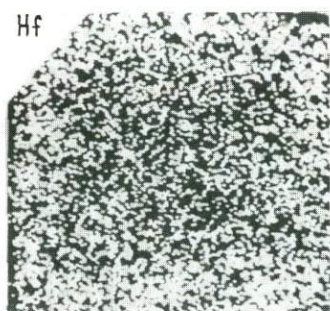
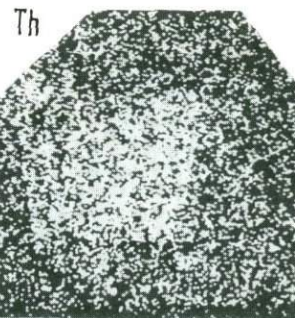
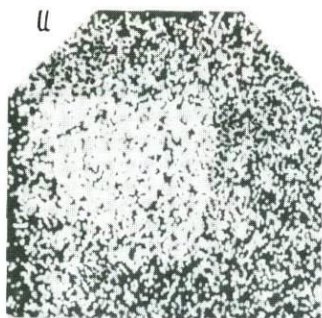
Р и с. 10. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов аляскитов Ауэрбаховского массива



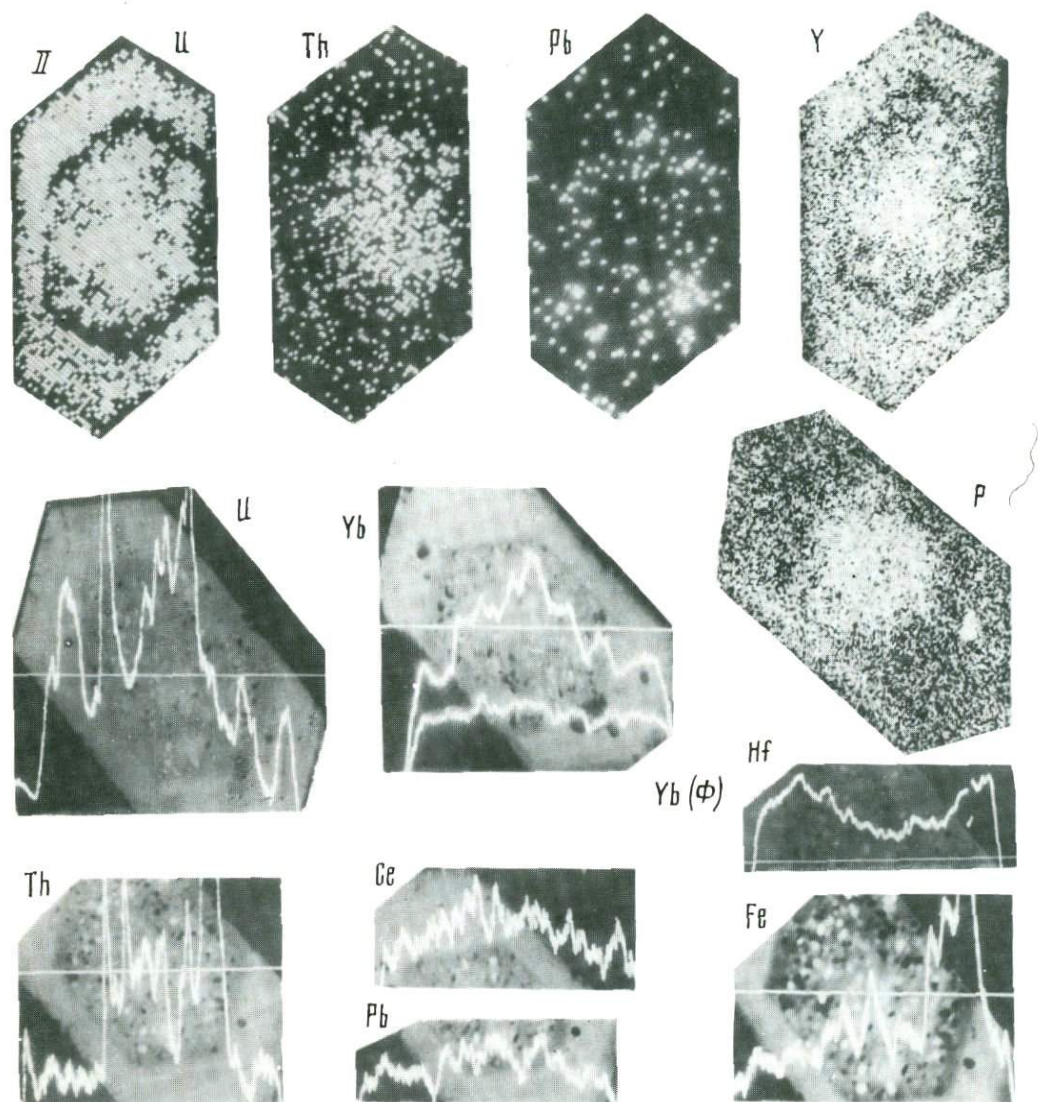
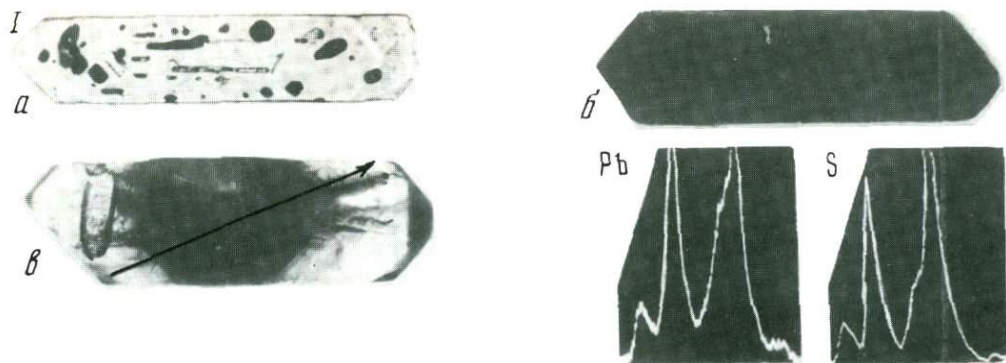
Р и с. 12. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов кварцевых диоритов Княспинского массива
 $A_1 - B_1$ — фазы в I включениях; $A - Г$ — во II включениях; 2 — строение включения II, $a-a$, $b-b$ — профили съемки



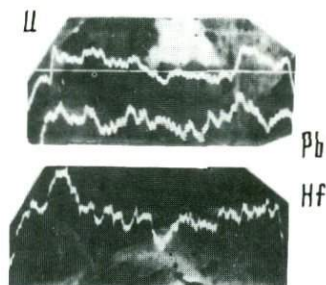
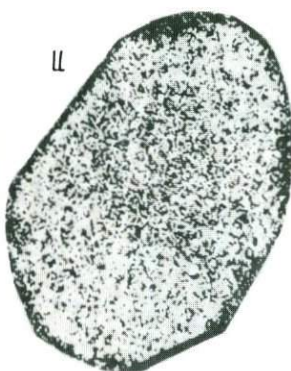
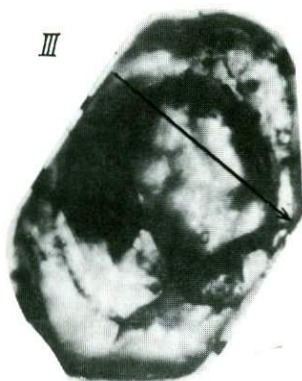
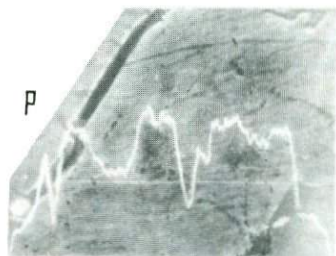
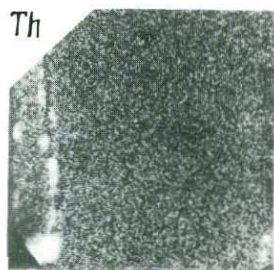
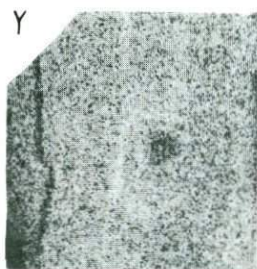
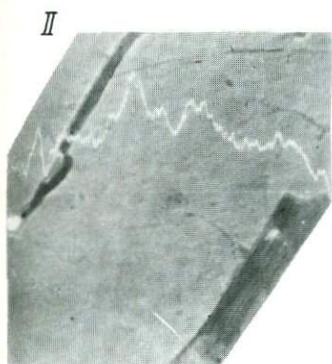
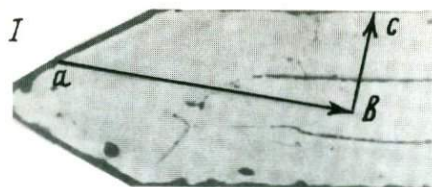
Zr



Р и с. 14. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитов Борпинского массива



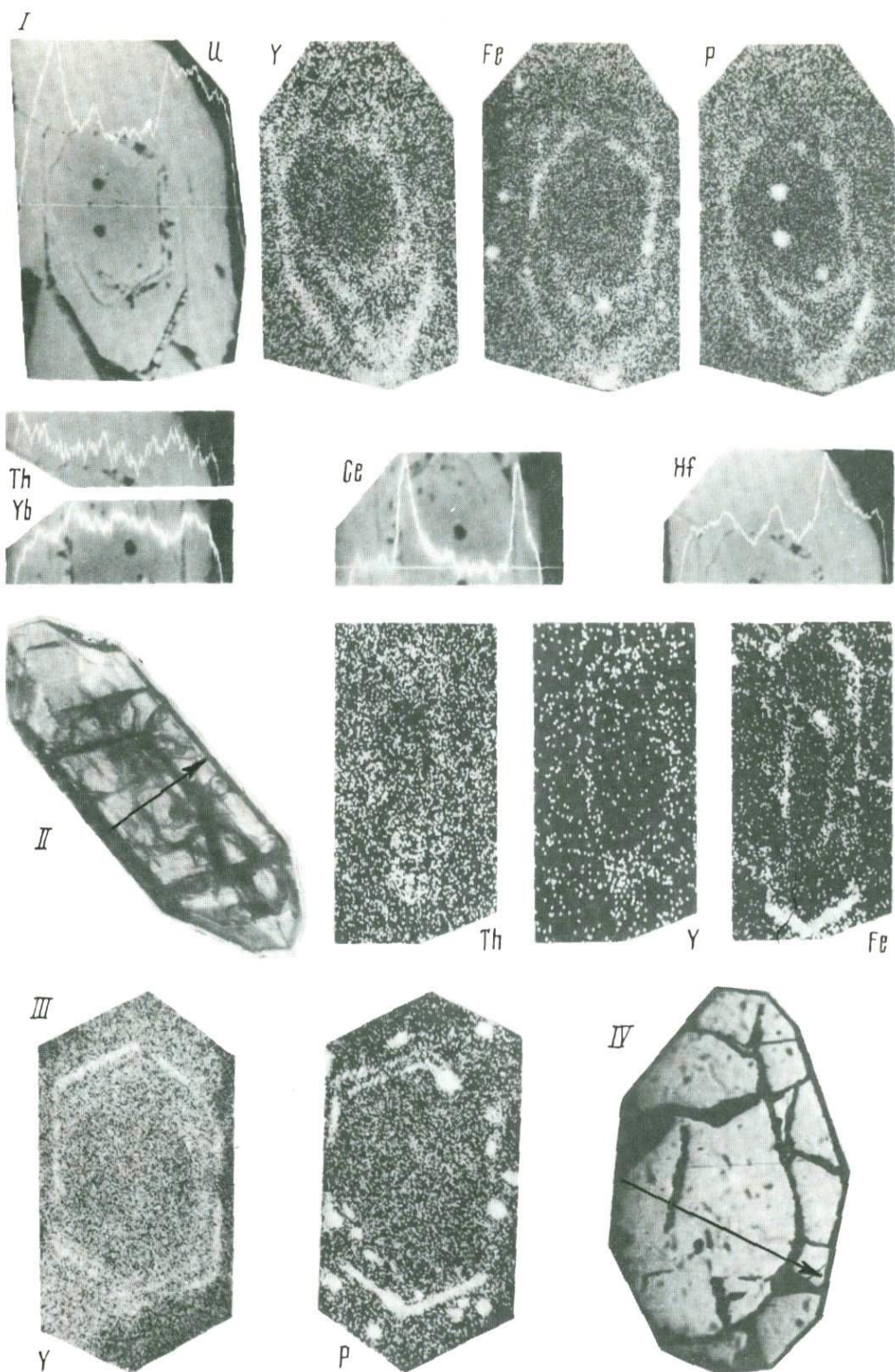
Р и с. 16. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитов Ирельского (II) и Раумидского (III) массивов (стрелкой показан профиль количественной съемки)



Pb

Hf

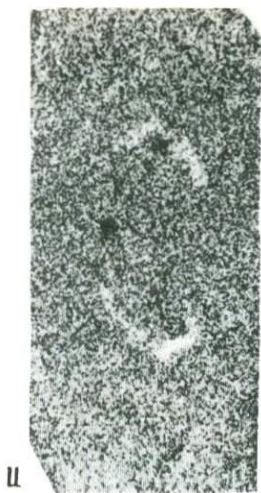
Р и с. 18. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Мурзинского массива (а-в-с и стрелка — профиль количественной съемки)



Р и с. 20. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Суундукского массива (стрелкой показан профиль количественной съемки)



U



U



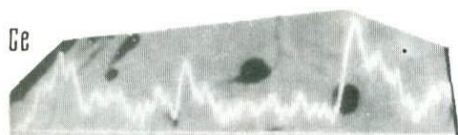
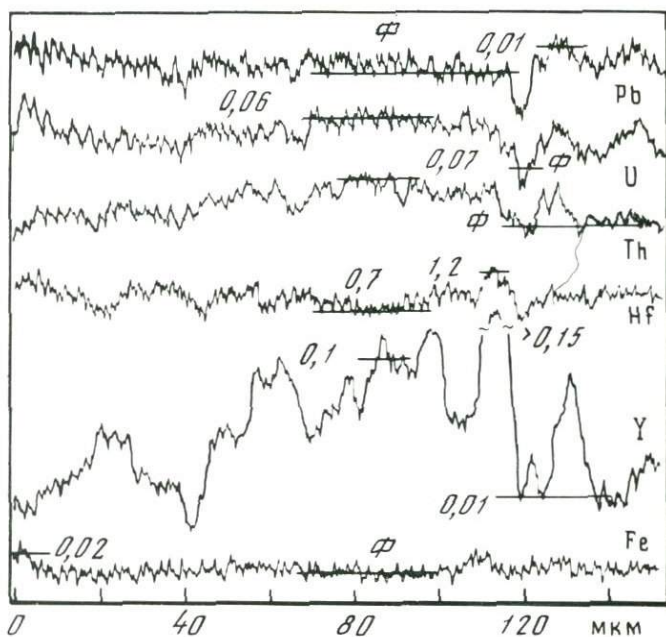
Th



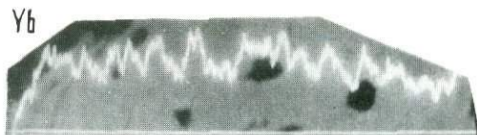
Y



Fe

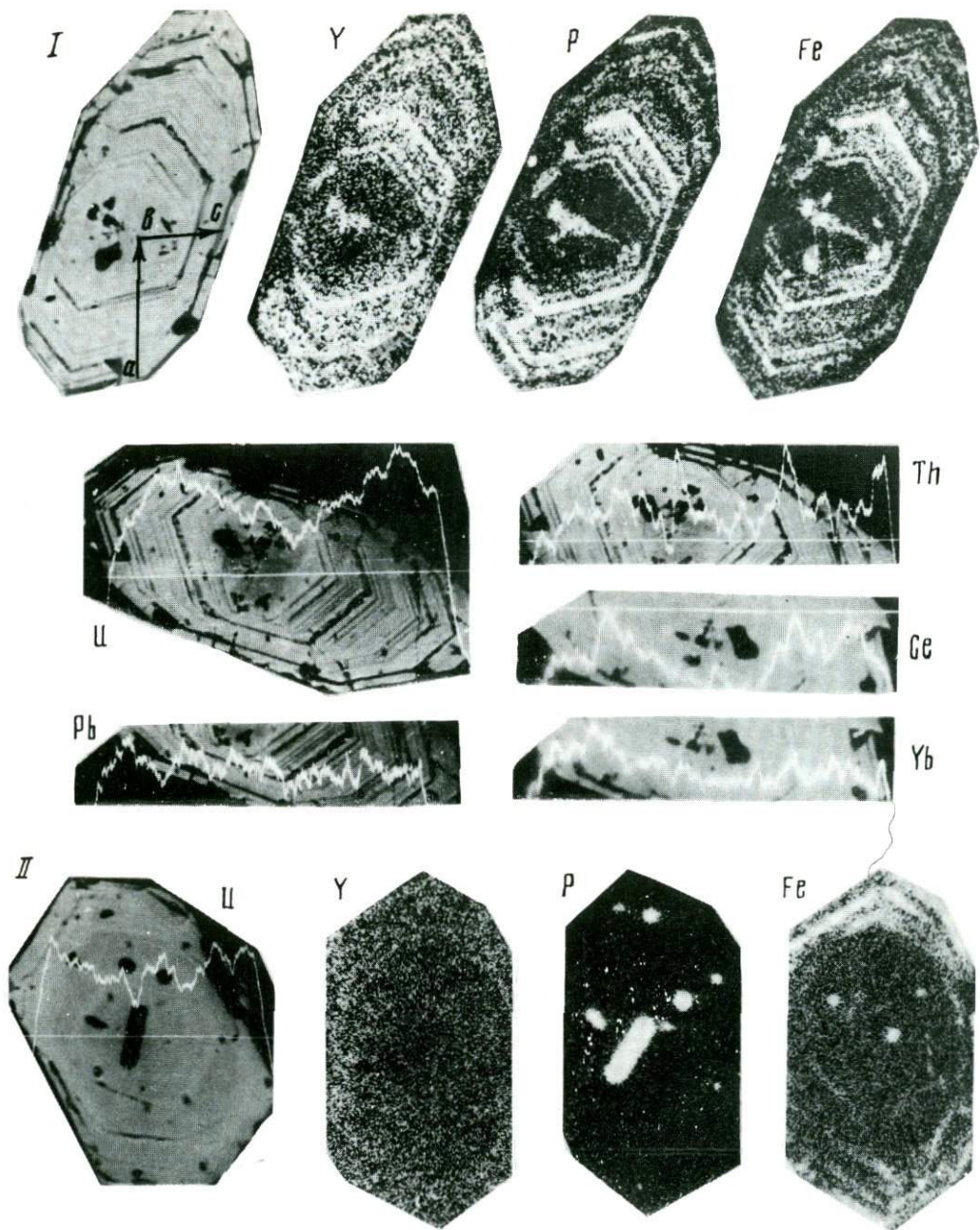


Ce

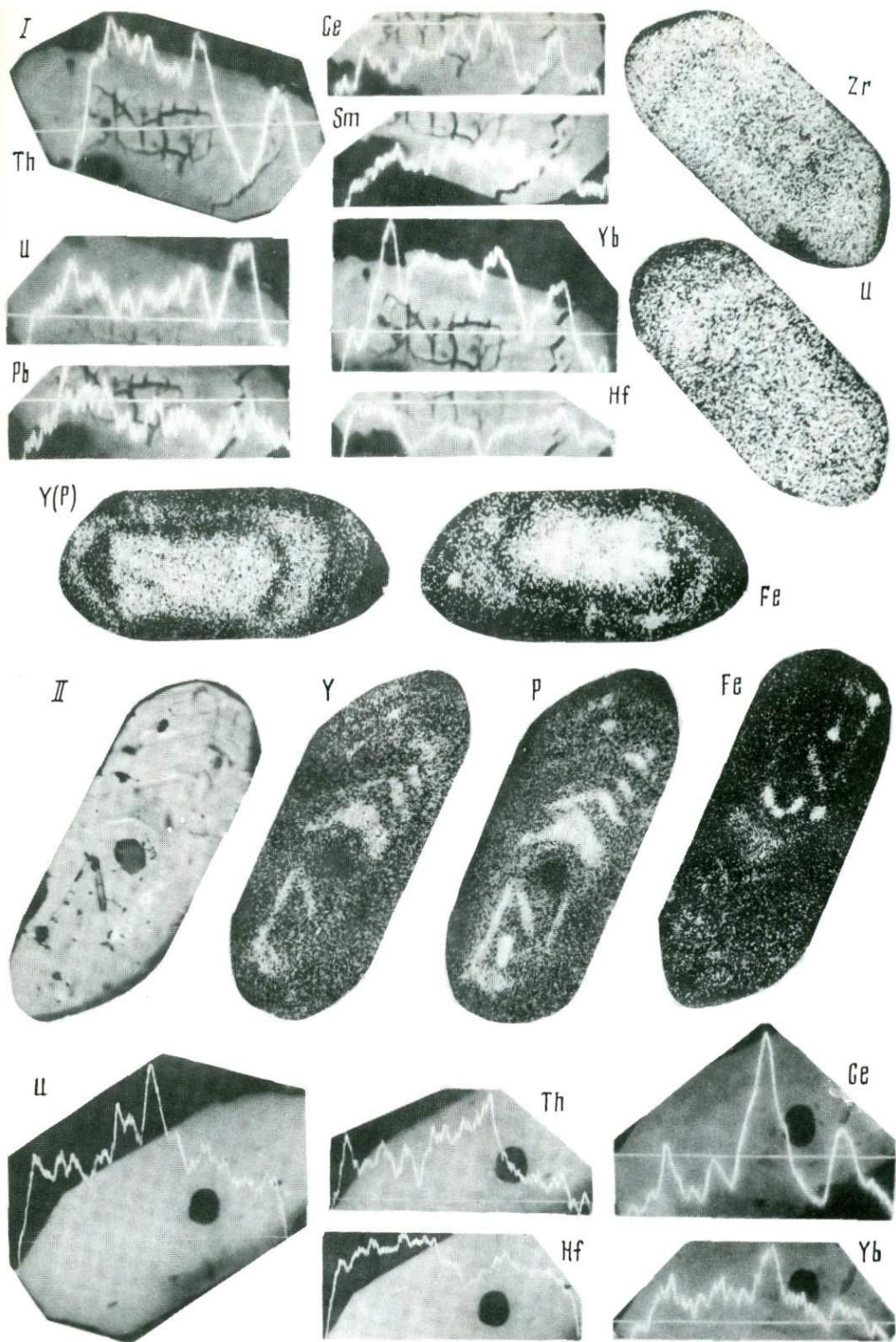


Yb

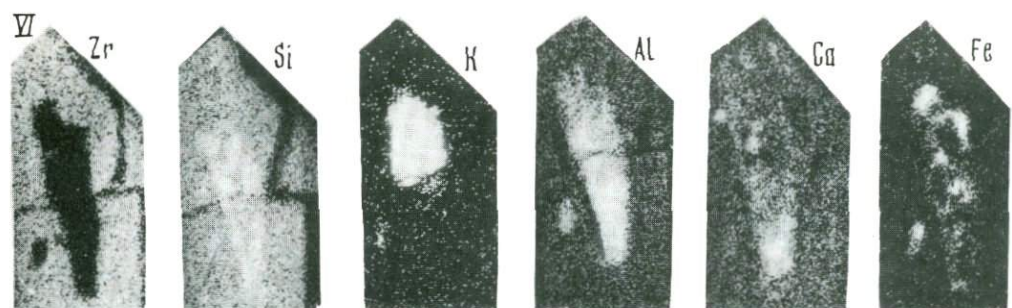
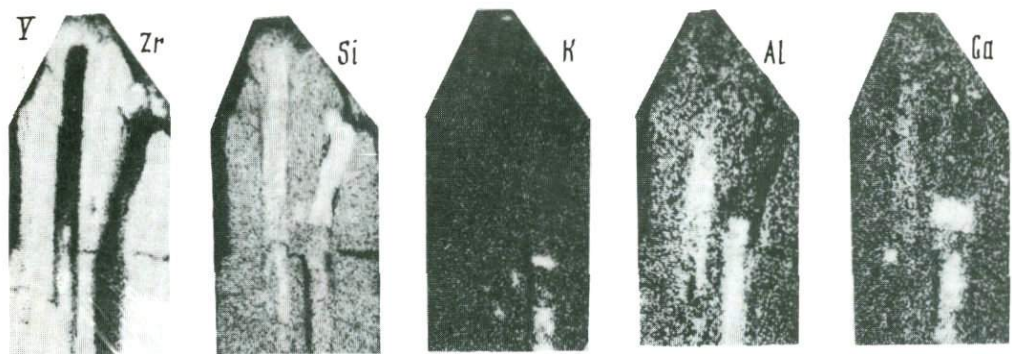
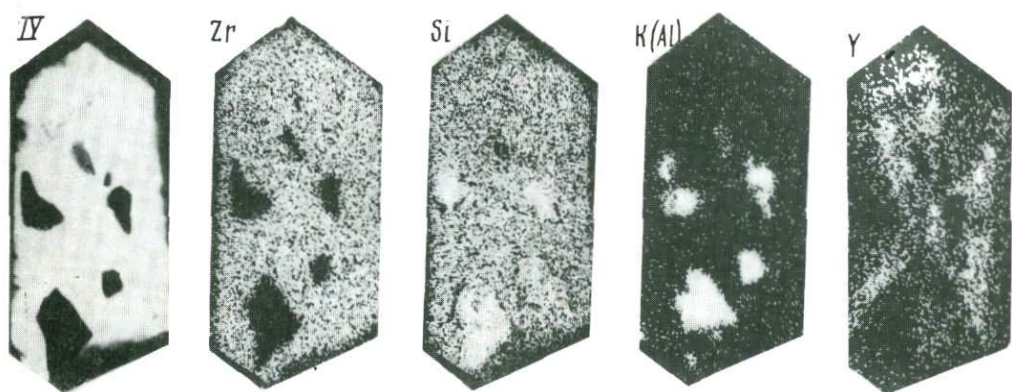
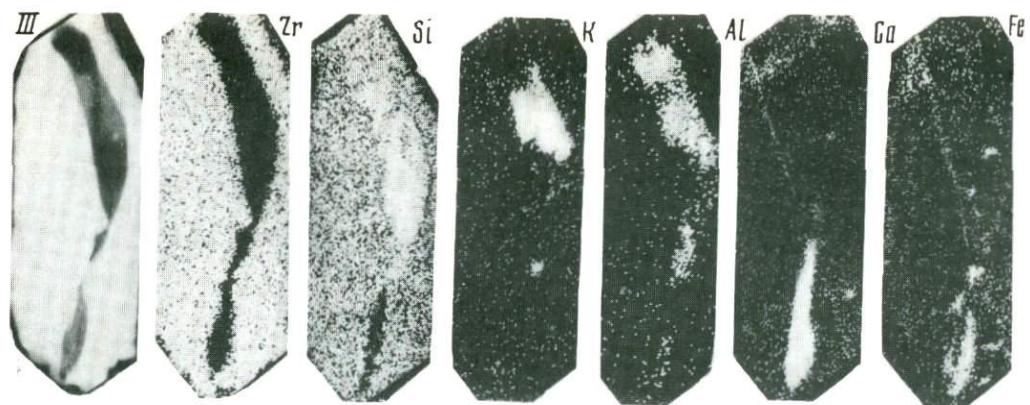
Р и с. 22. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитов Джаяык-Карагайского массива

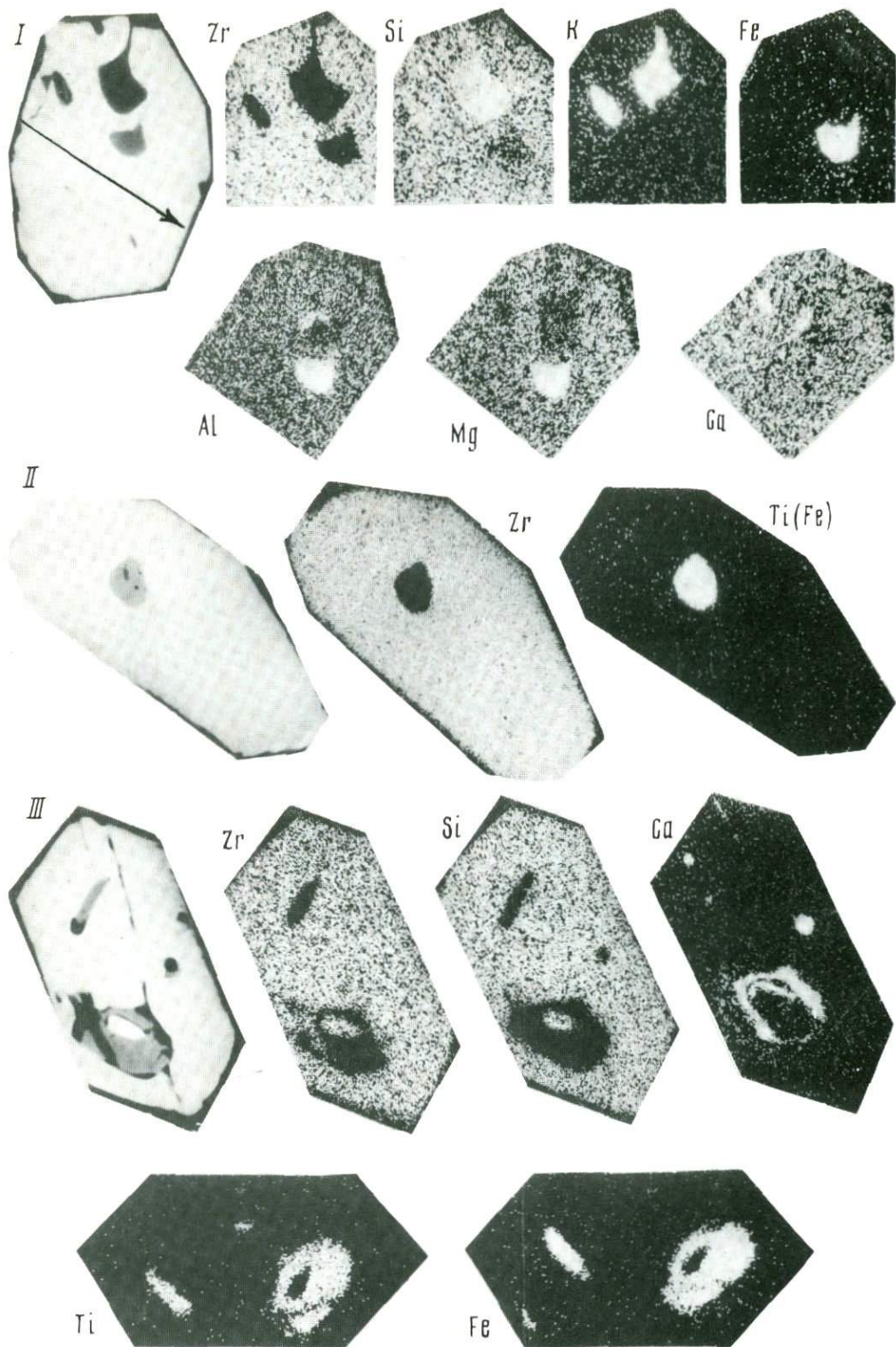


Р и с. 23. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Челябинского массива (a-b-c — профиль количественной съемки)

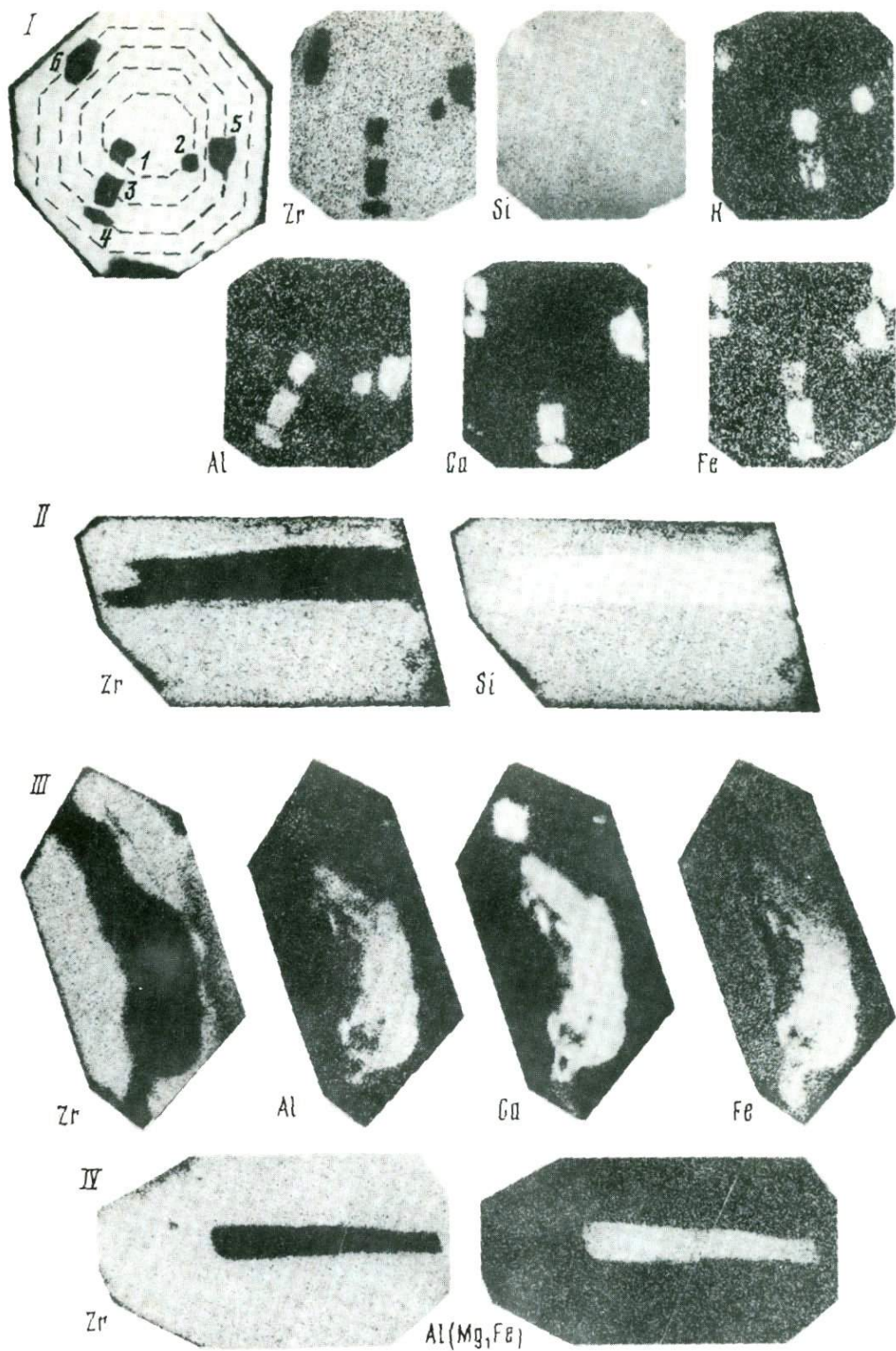


Р и с. 25. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Ацисайского (I – IV) и Акпанского (V – VI) массивов

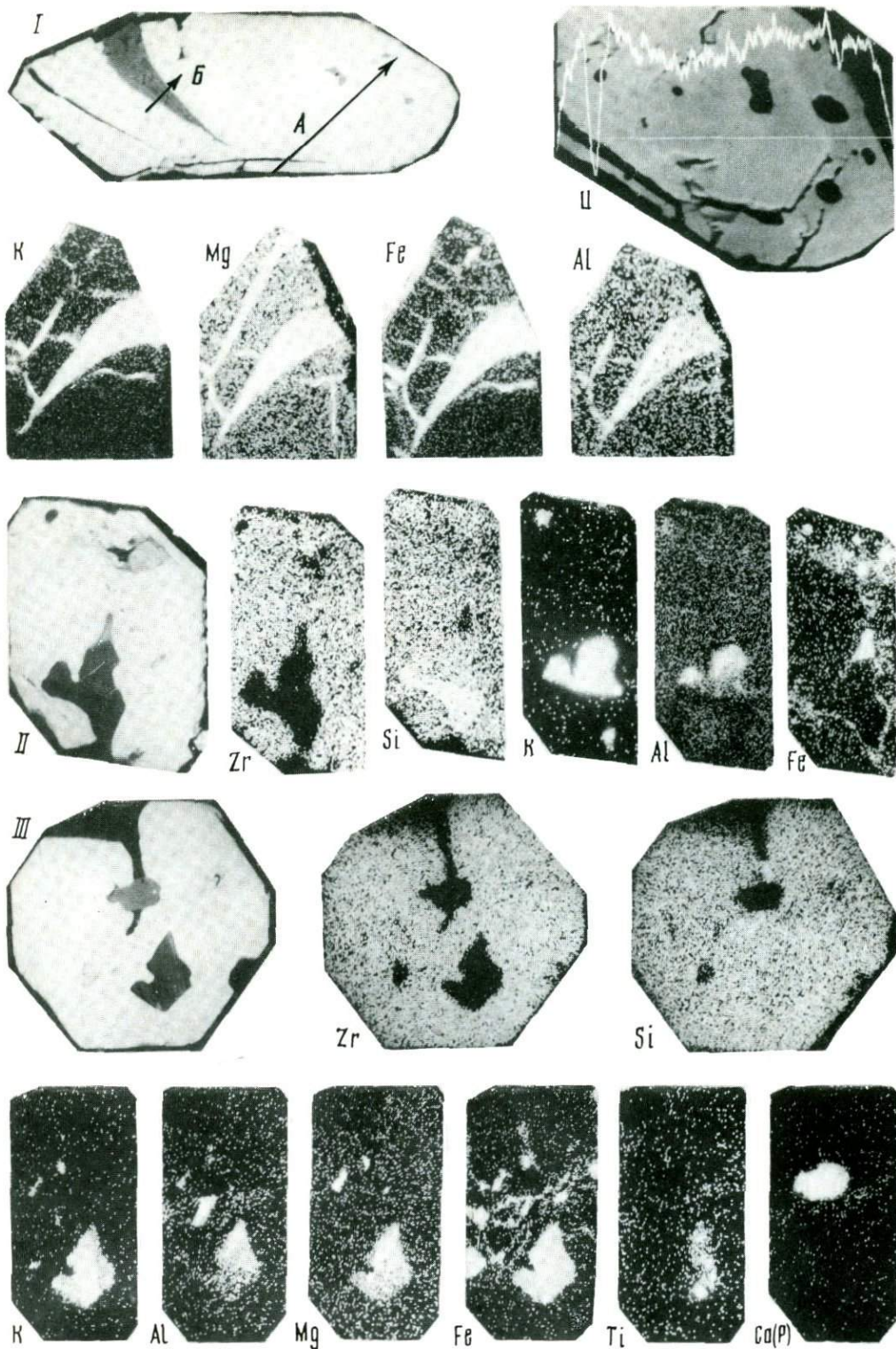




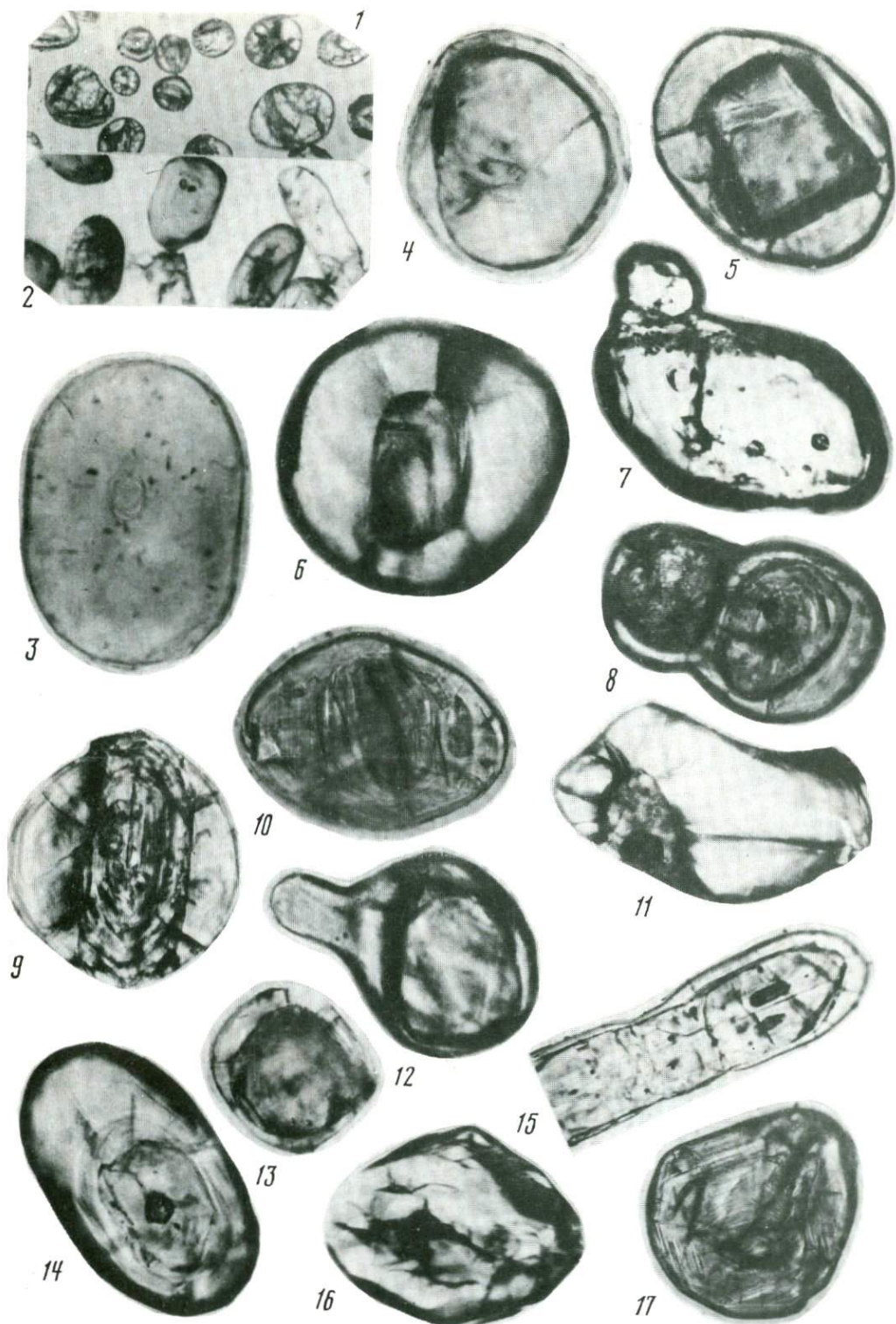
Р и с. 27. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Владимирско-Кулевчинского массива (стрелкой показан профиль количественной съемки)



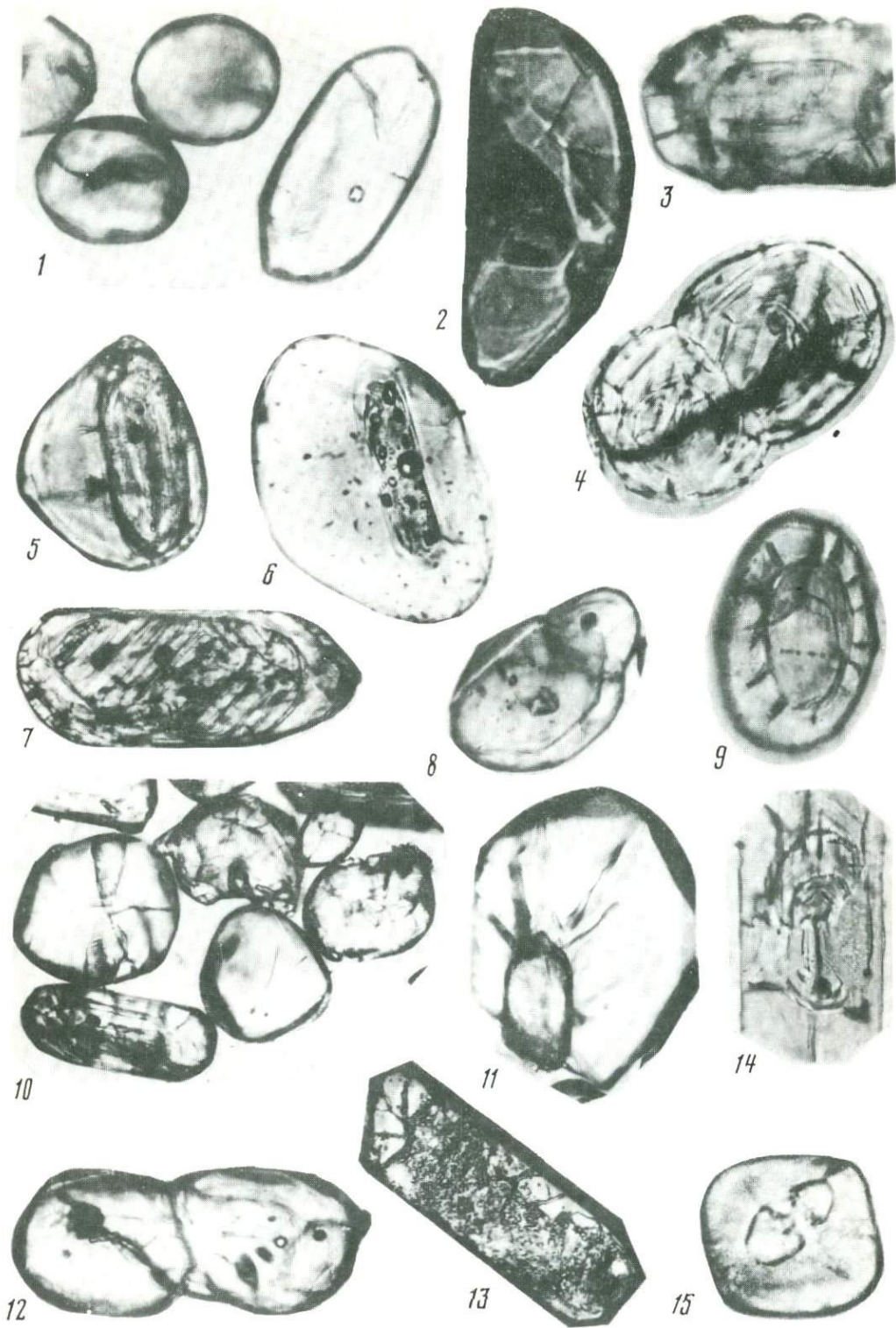
Р и с. 29. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов Краснинского массива (1-6 - номера включений)



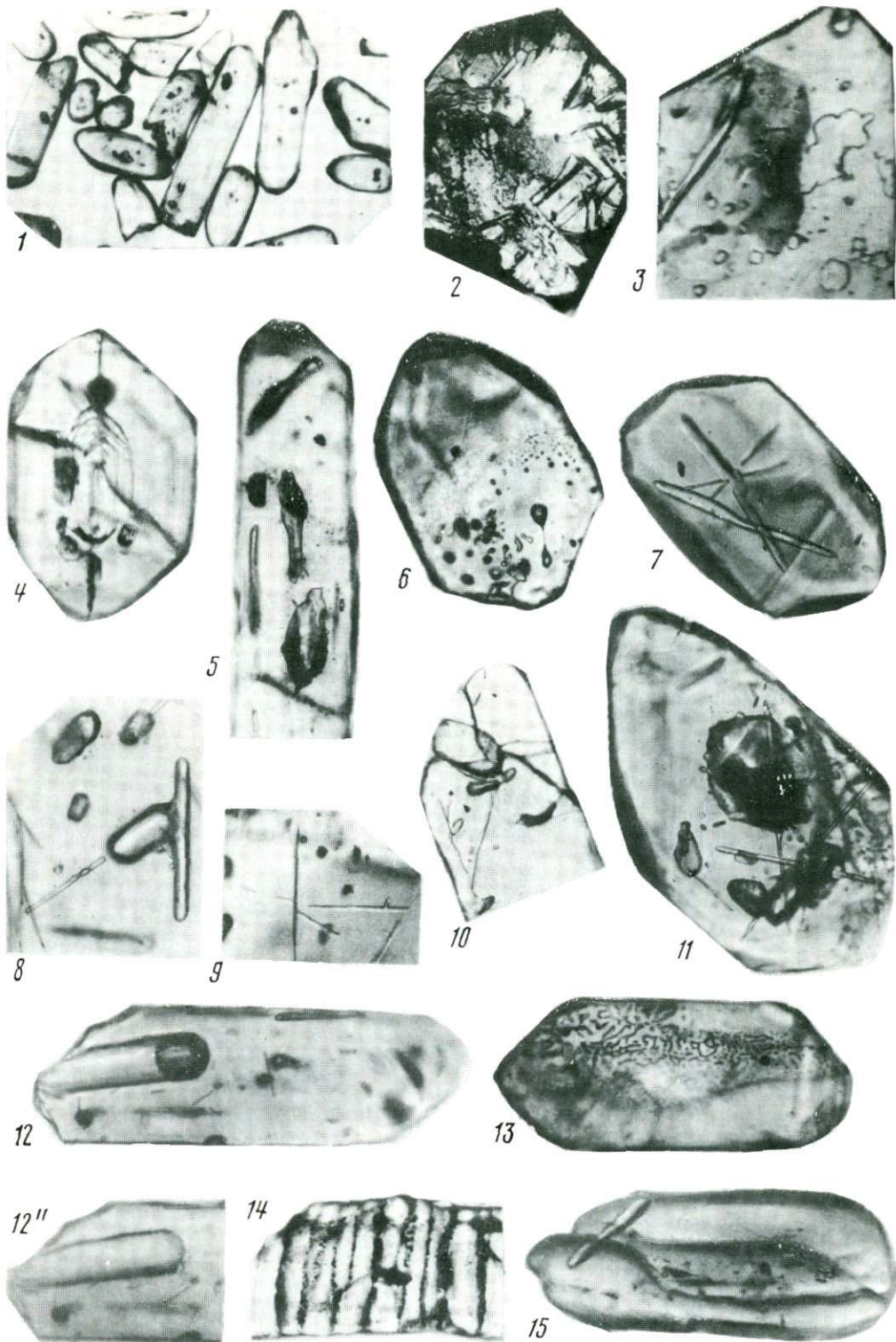
Р и с. 30. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранодиоритов Нижне-Санарского (I) и диоритов Степнинского (II, III) массивов (A, B — профили количественной съемки)



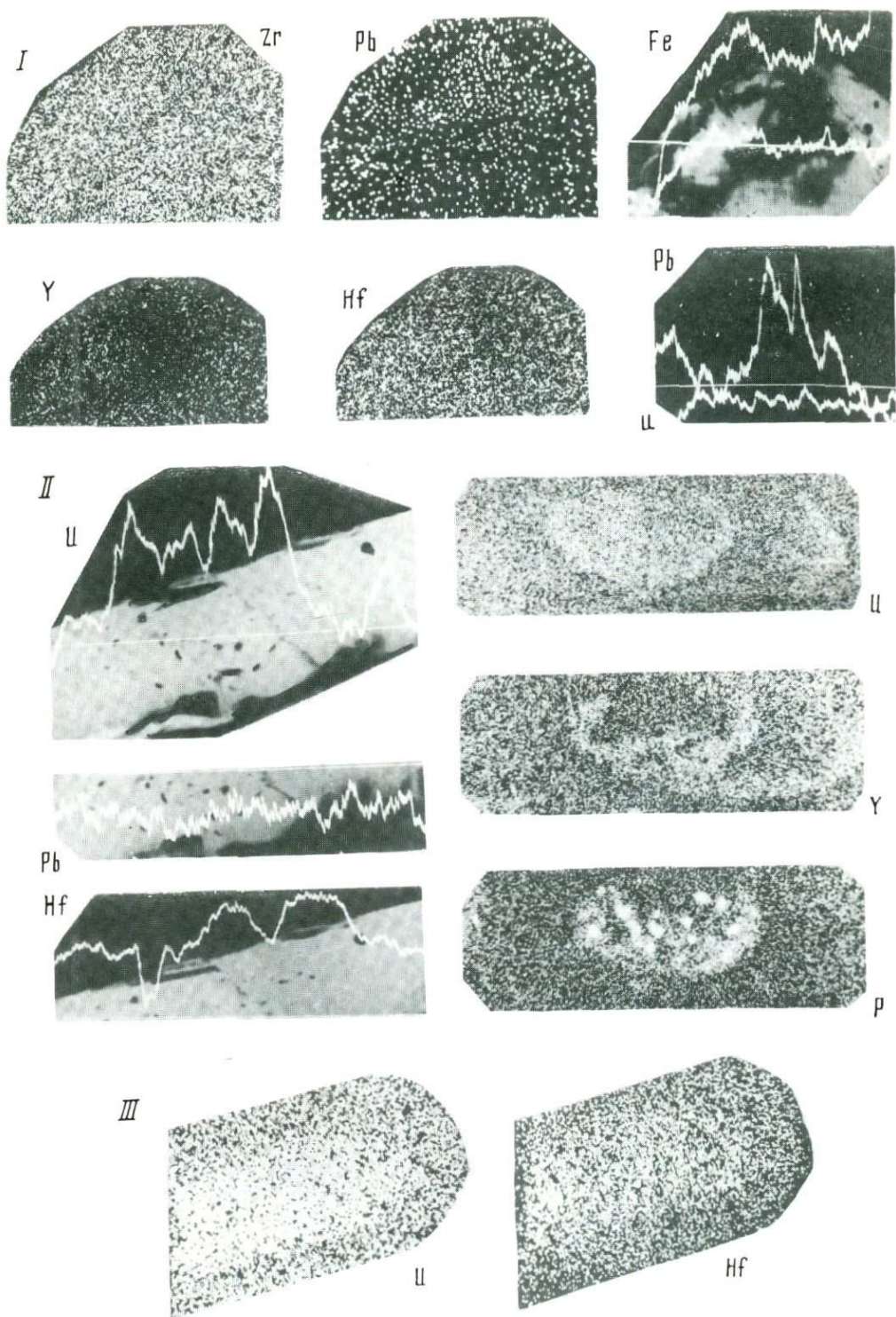
Р и с. 50. Микроморфология цирконов гранулитов



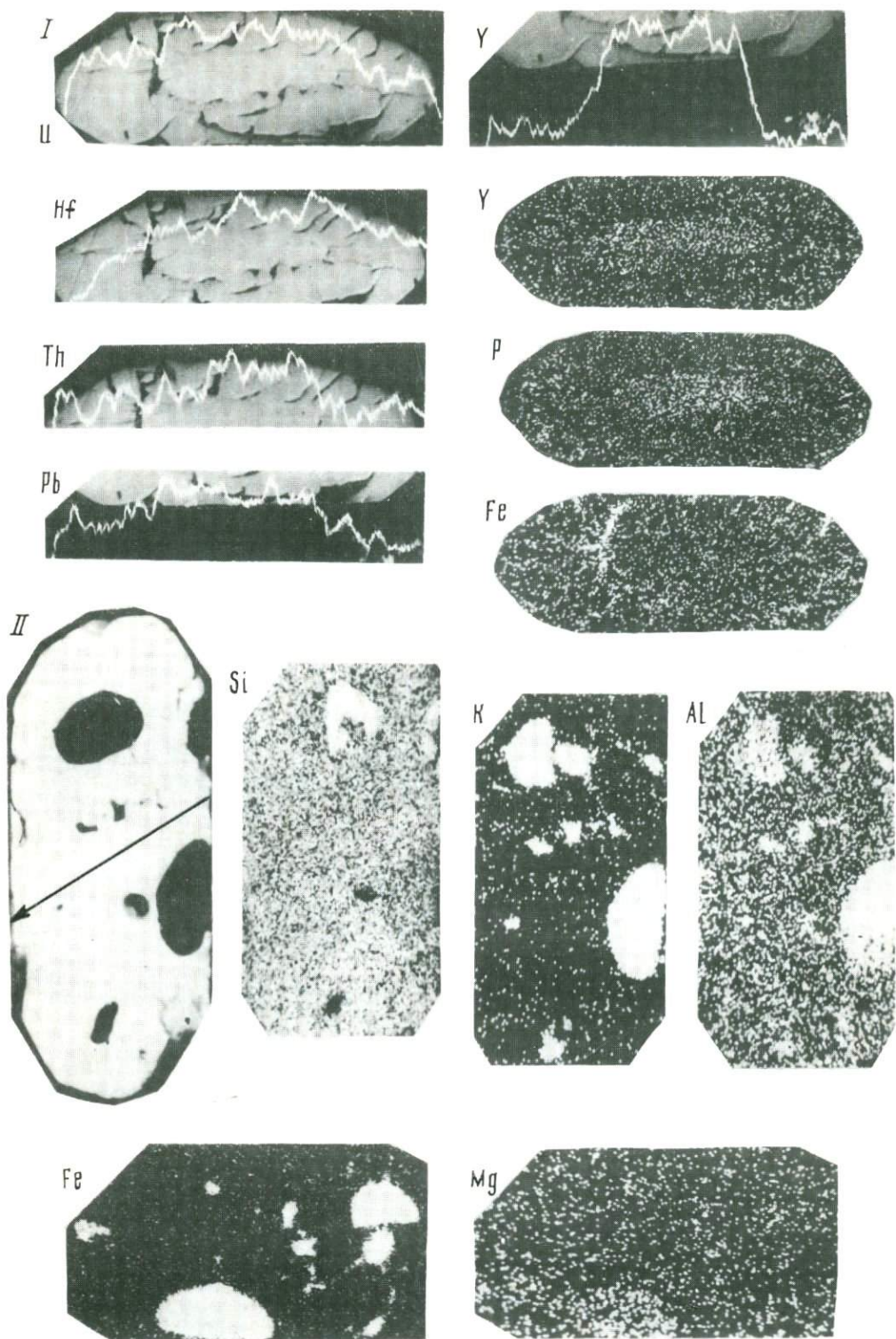
Р и с. 51. Микроморфология цирконов соскладчатых (1-9) и позднескладчатых (10-15) чернокитовидов



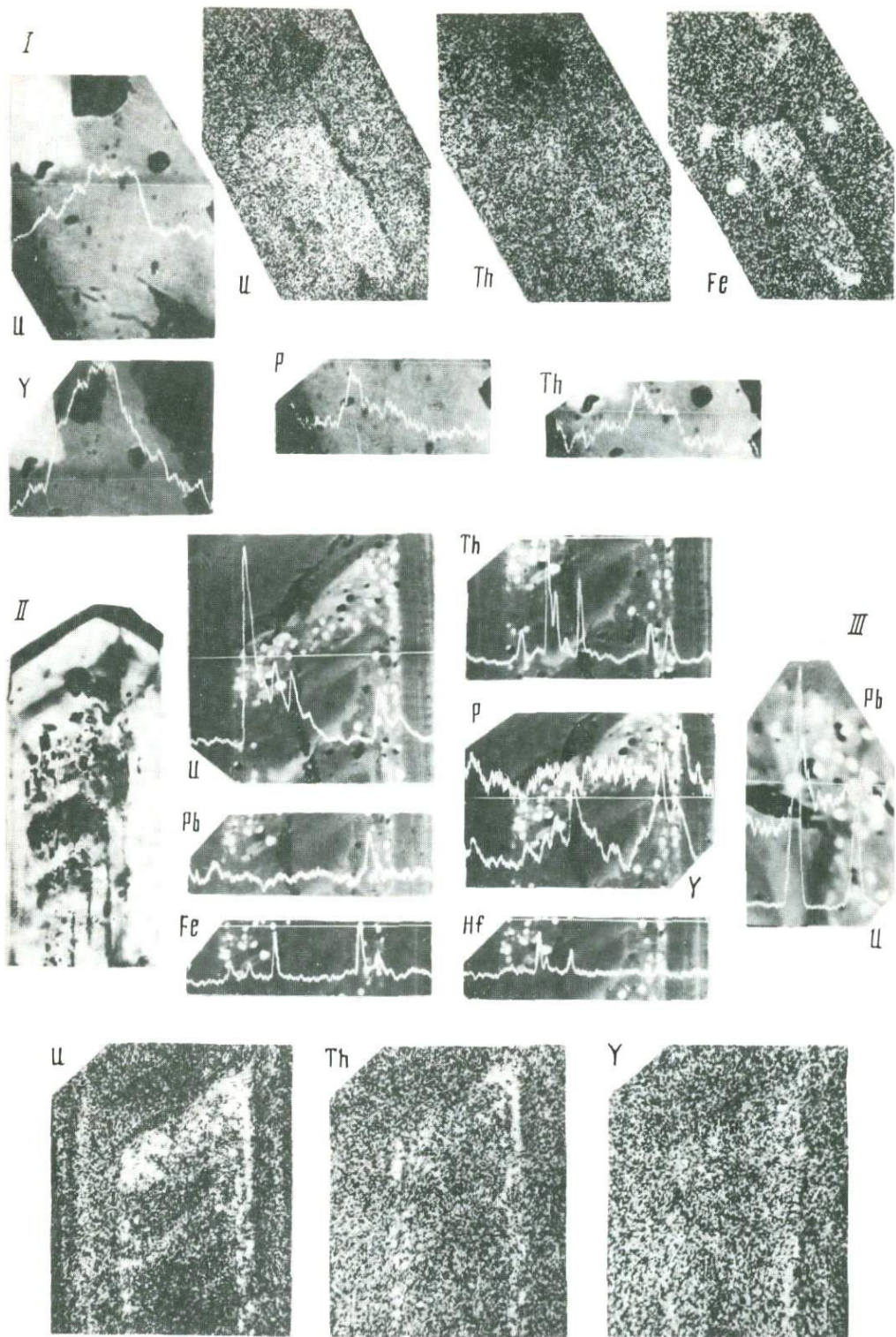
Р и с. 52. Микроморфология цирконов чарнокитоидов зон глубинных разломов



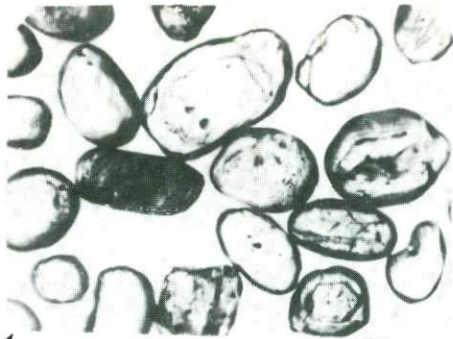
Р и с. 53. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов кристаллических сланцев Лапландии (I), гранулитов Приладожья (II) и складчатых чарнокитоидов района Порьей Губы (III)



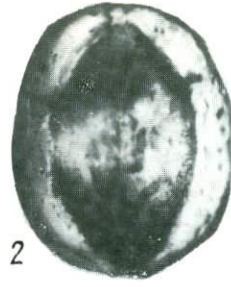
Р и с. 57. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов чарнокитоидов — позднескладчатых (I) и зон глубинных разломов II (стрелкой показан профиль количественной съемки)



Р и с. 59. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов чарнокитоидов (I) и пегматитов (II, III) Раманитского массива



1



2



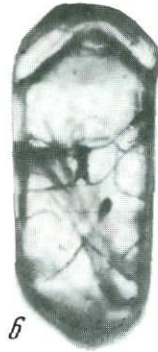
3



4



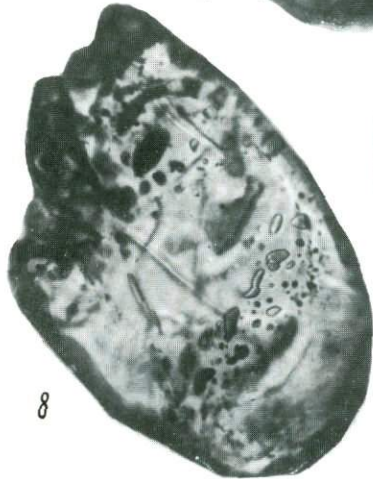
5



6



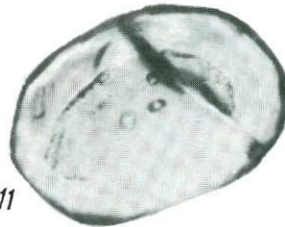
7



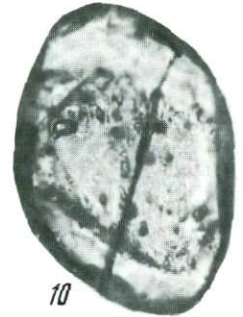
8



9



11



10

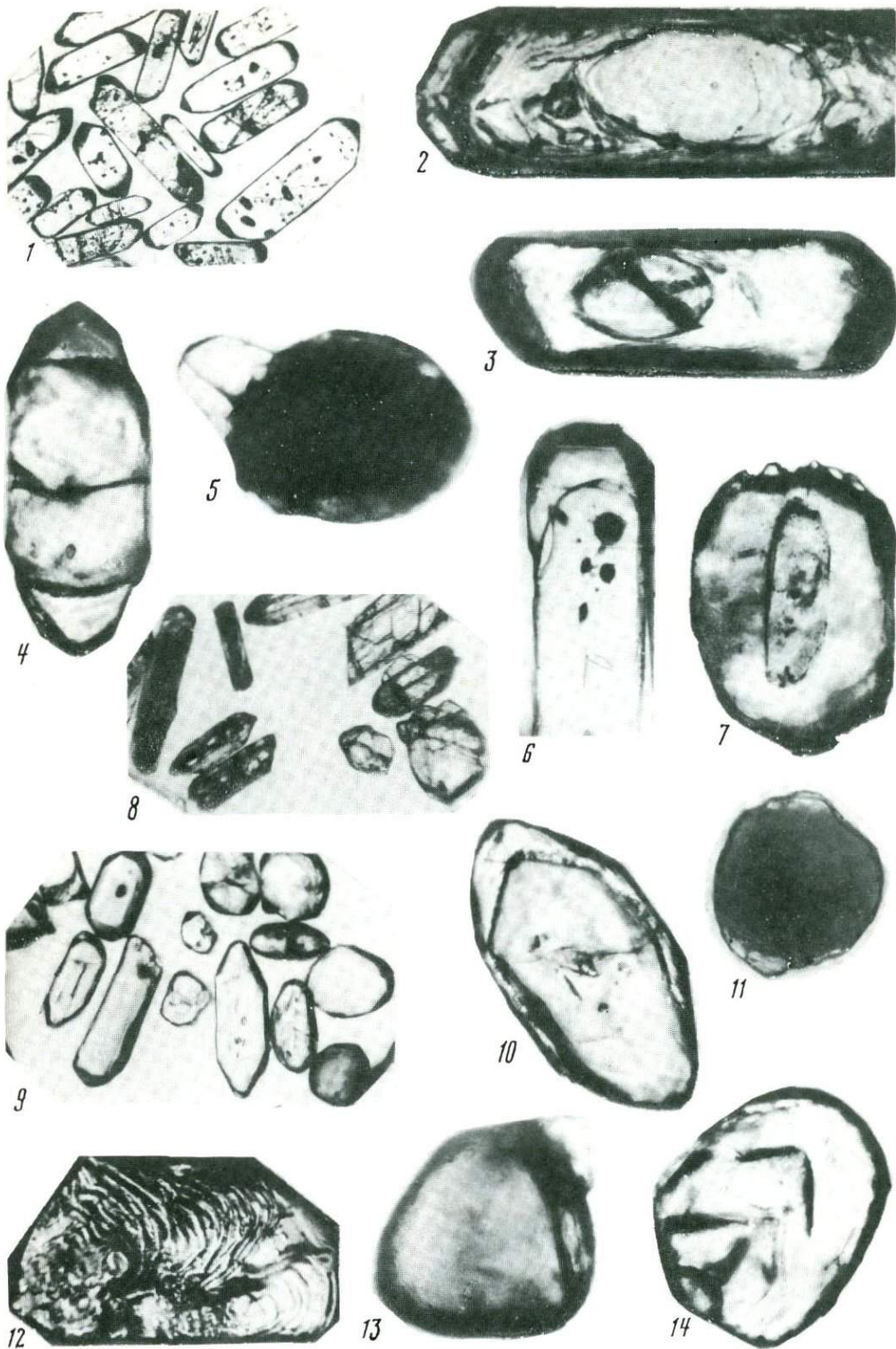


12

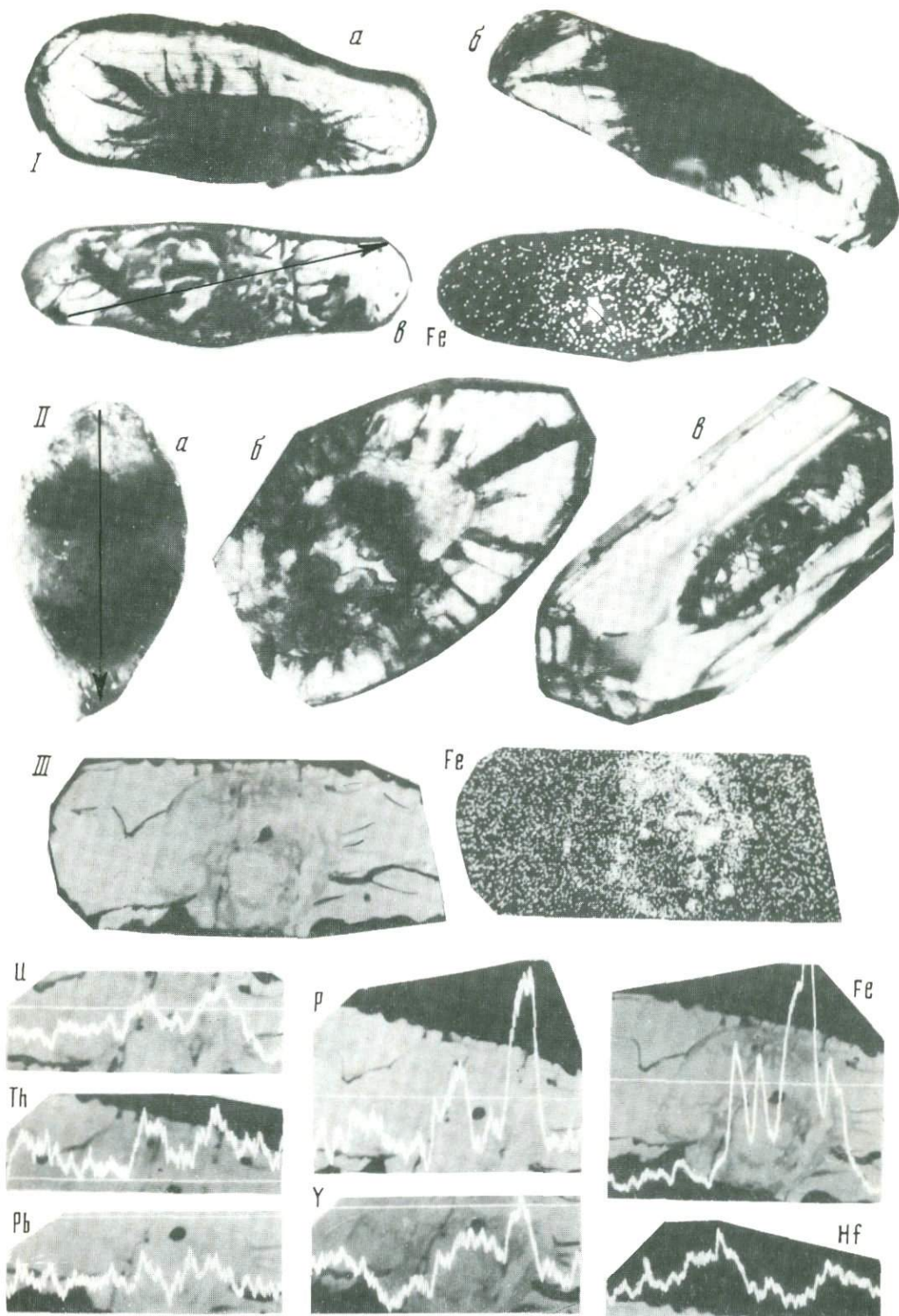


13

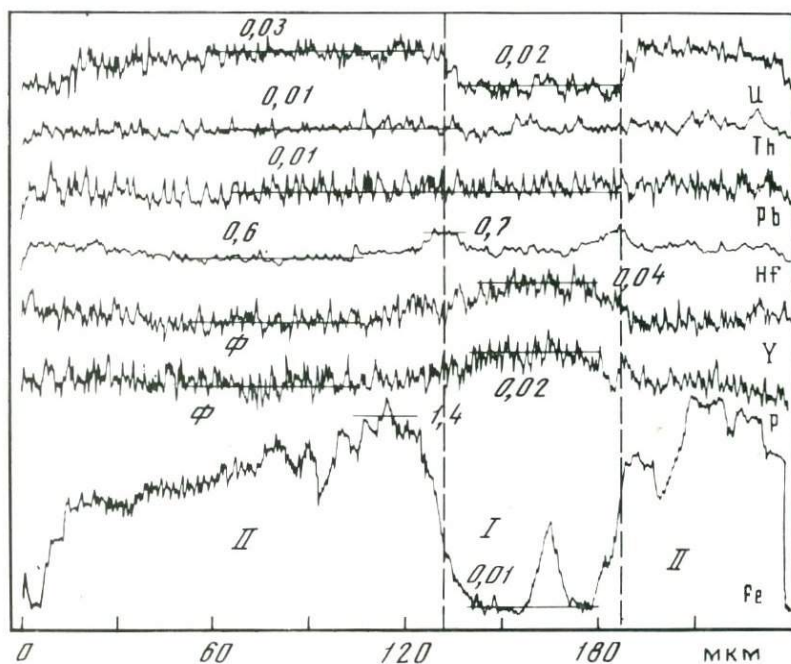
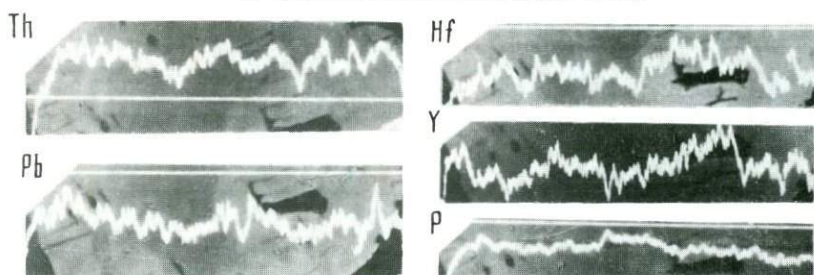
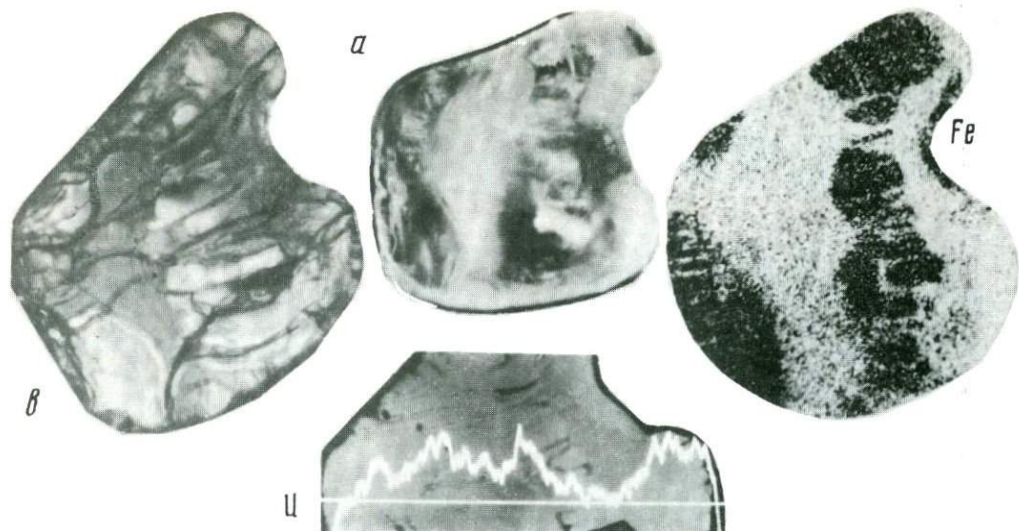
Р и с. 61. Микроморфология цирконов плаггиогнейсов ильменогорского комплекса



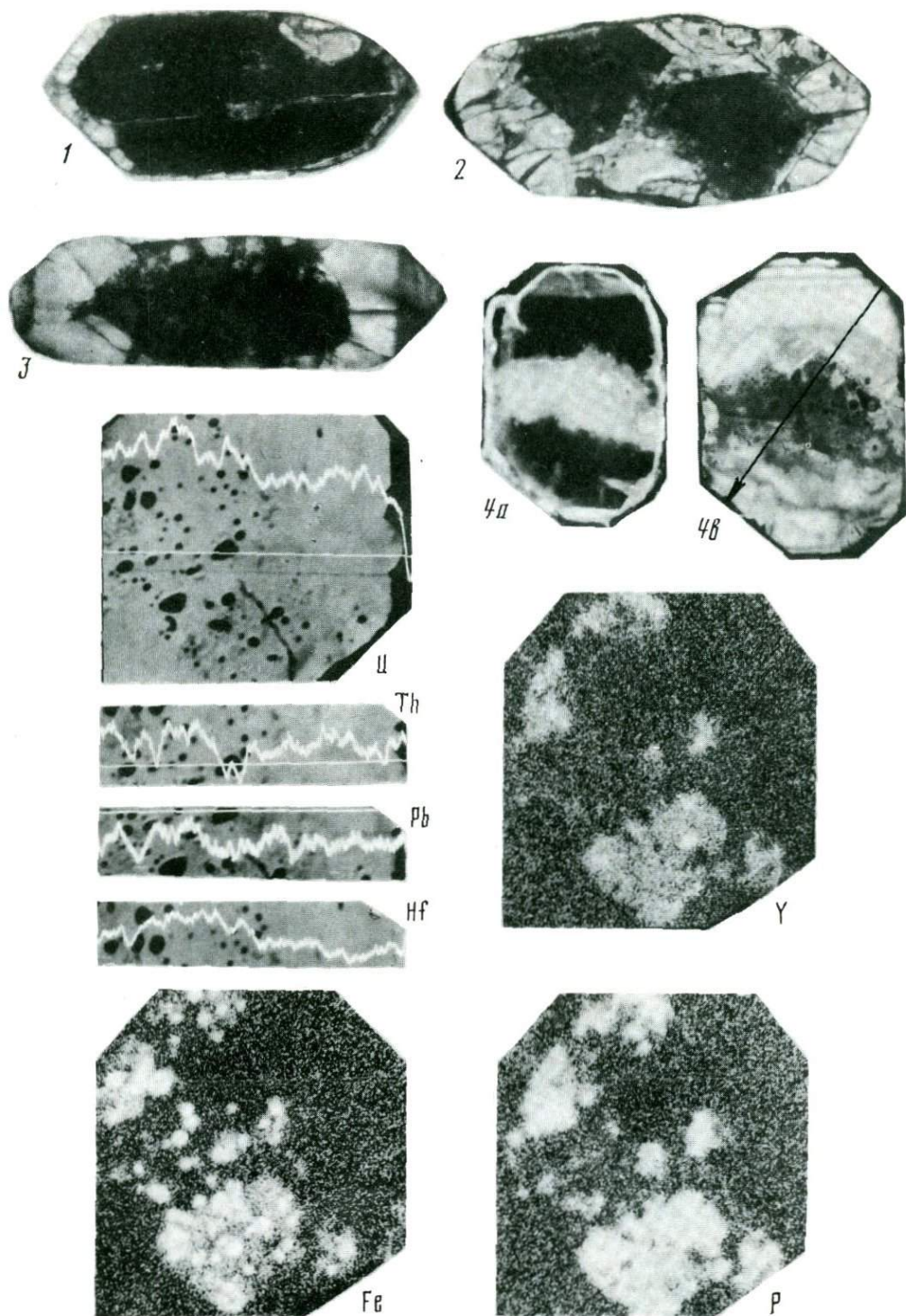
Р и с. 62. Микроморфология цирконов гнейсов и мигматитов ильменогорского комплекса (1 – 8) и кристаллических сланцев бектурганской серии (9 – 14)



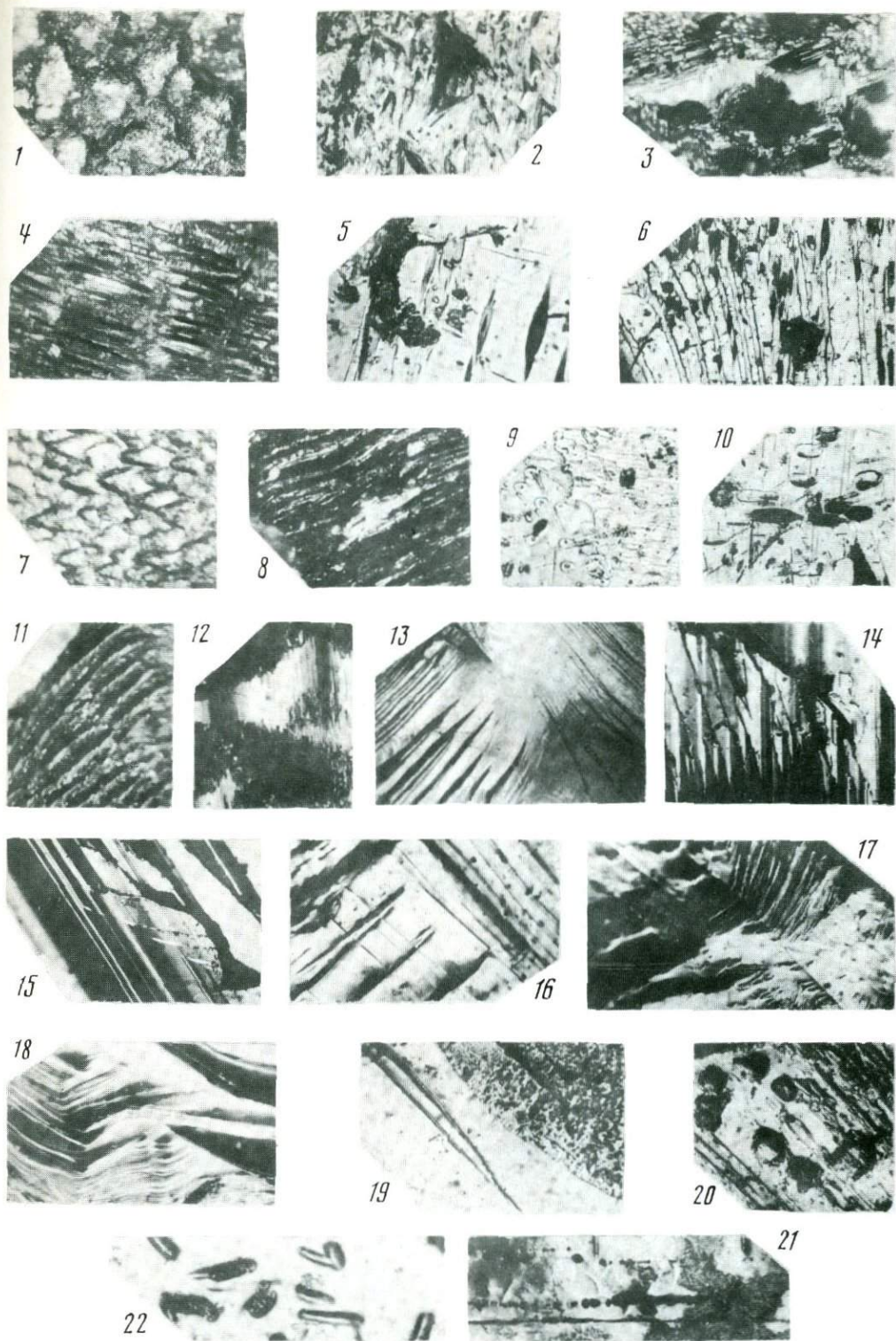
Р и с. 64. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гнейсов Белорусского массива (I), беломорской серии (II) и салдинского комплекса (III) (стрелками показаны профили количественной съемки)



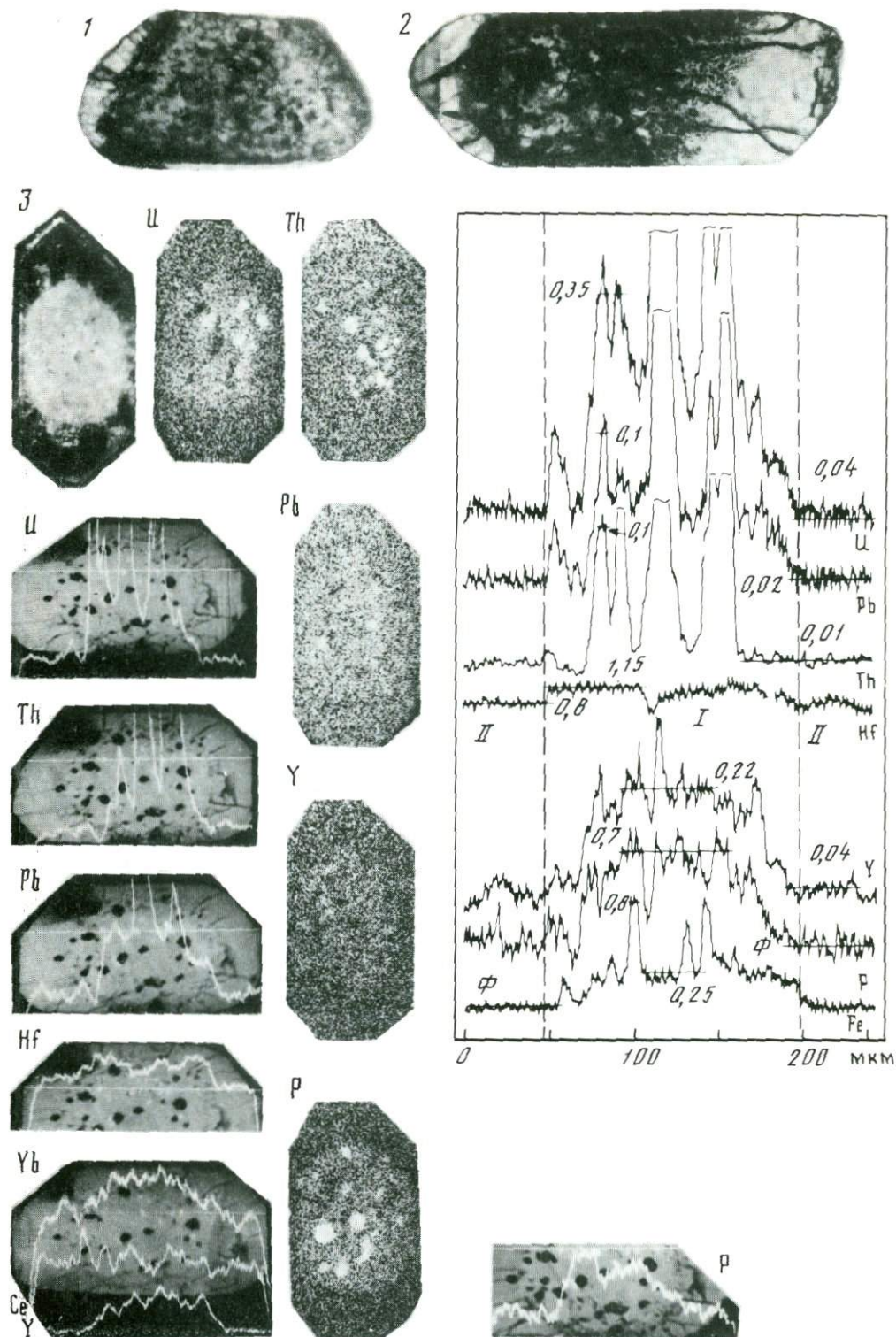
Р и с. 66. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гнейсов александровского комплекса



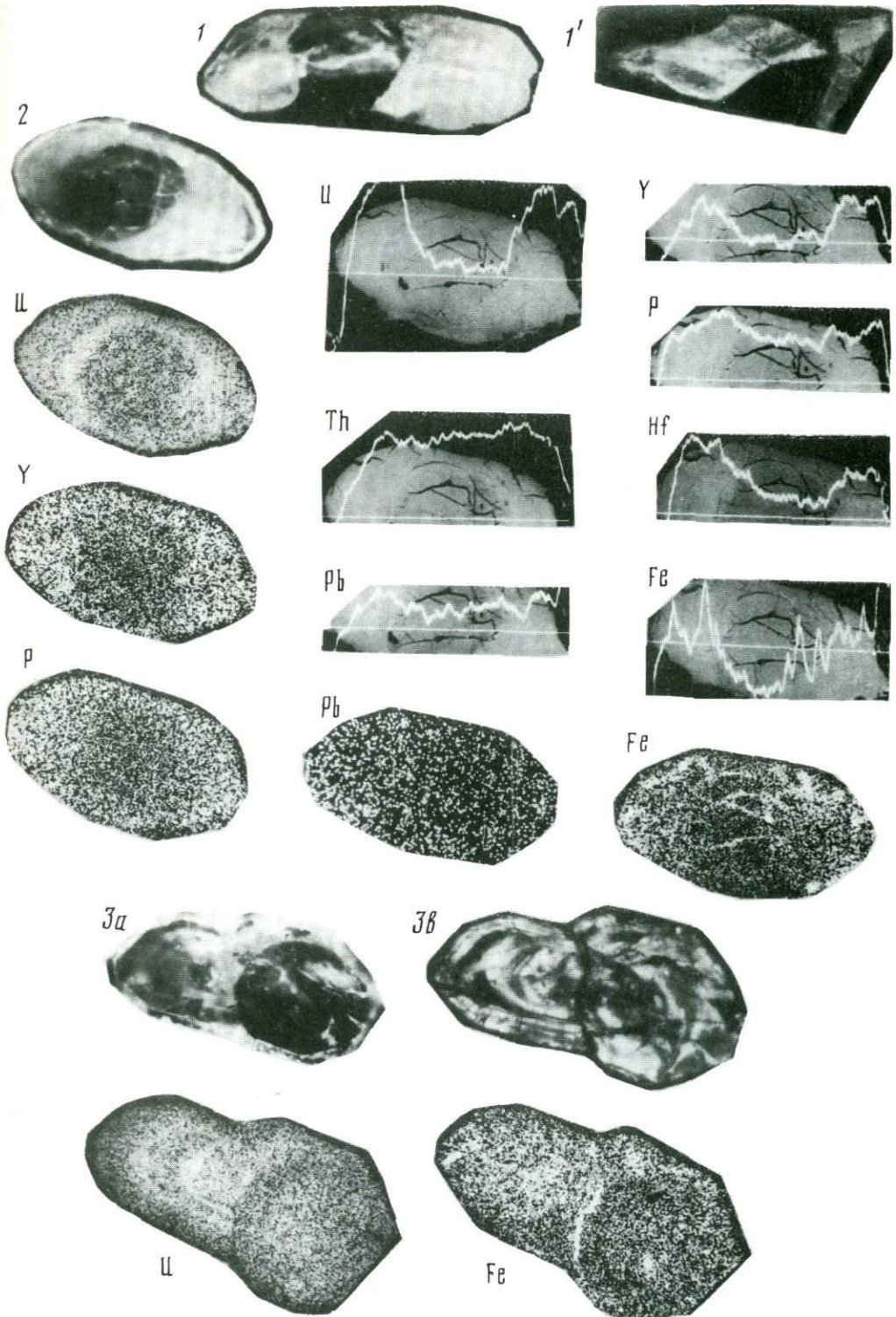
Р и с. 67. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гнейсов мугоджарского комплекса



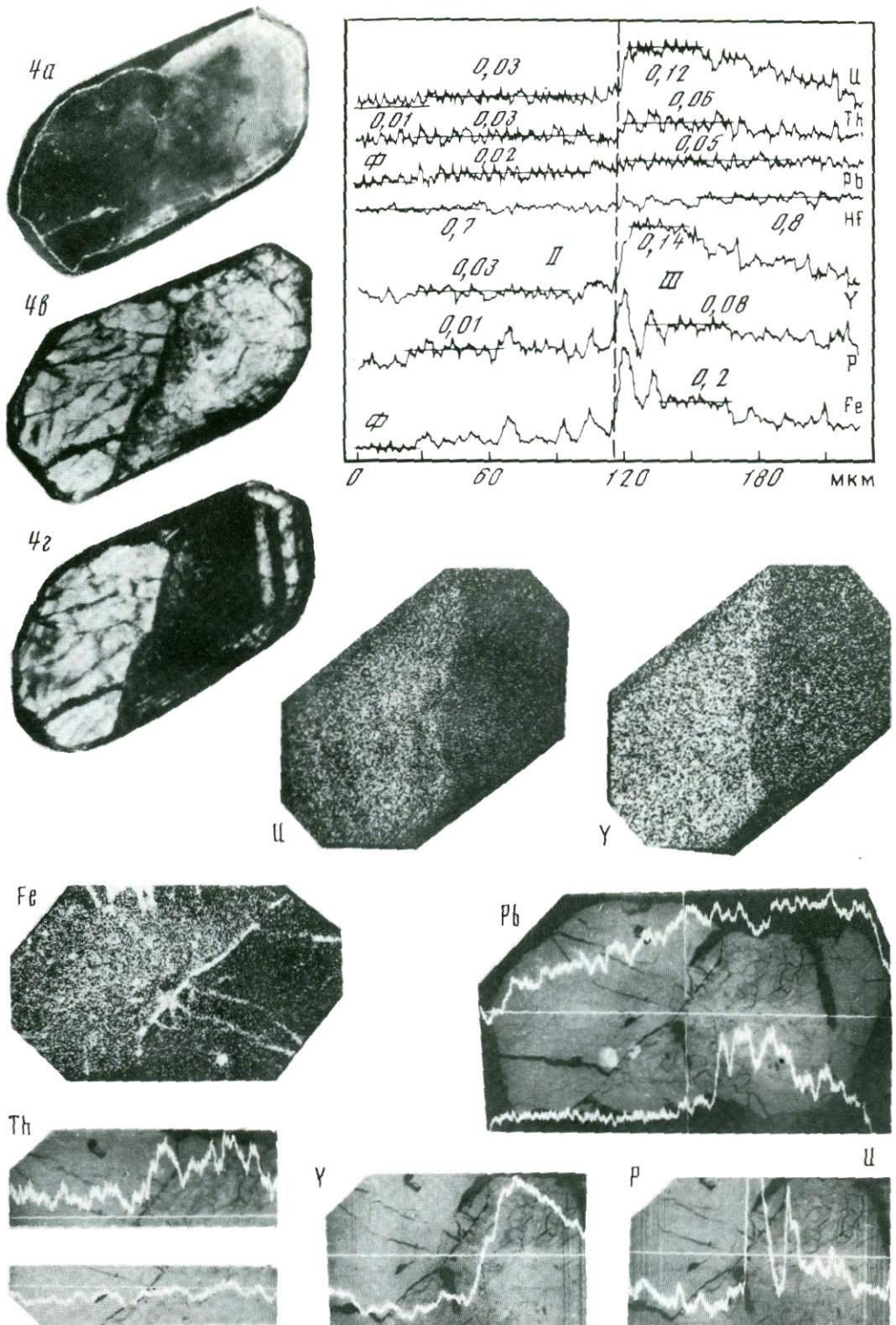
Р и с. 82. Микроморфология цирконов кимберлитов



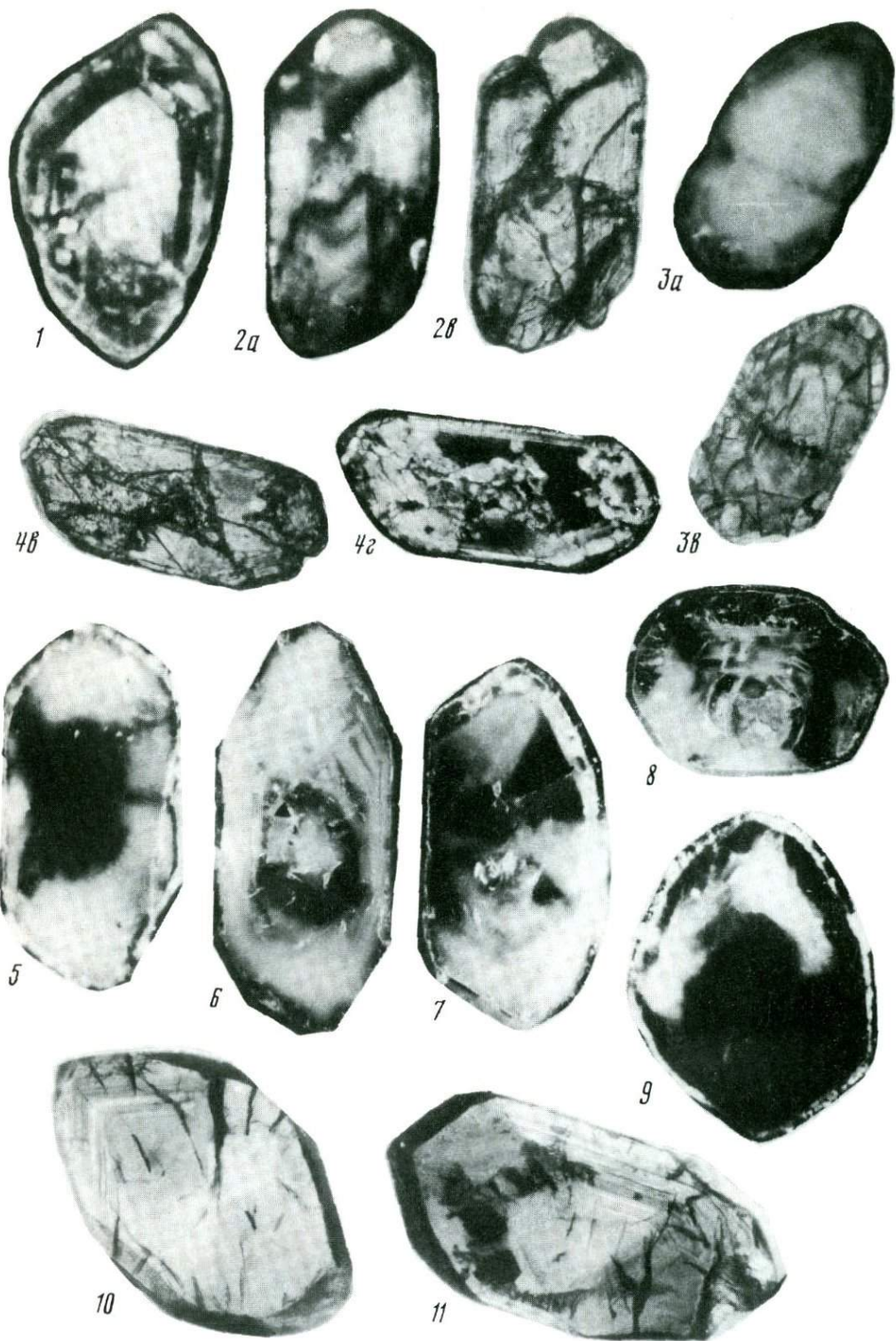
Р и с. 86. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов диорито-гнейсов тараташского комплекса



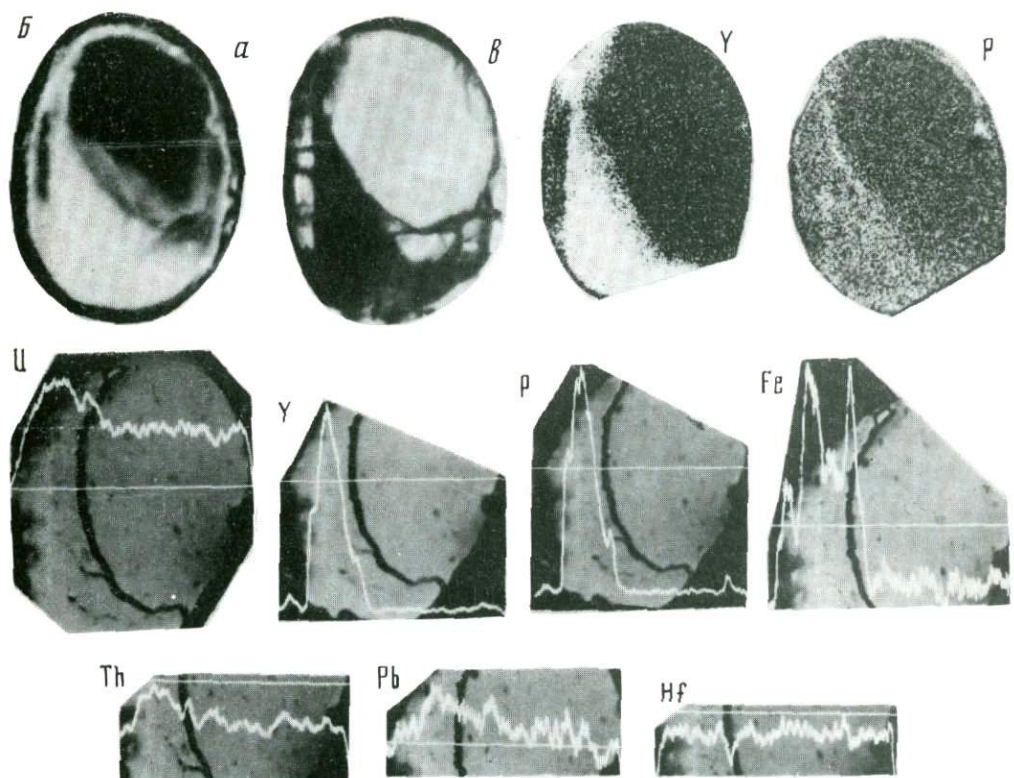
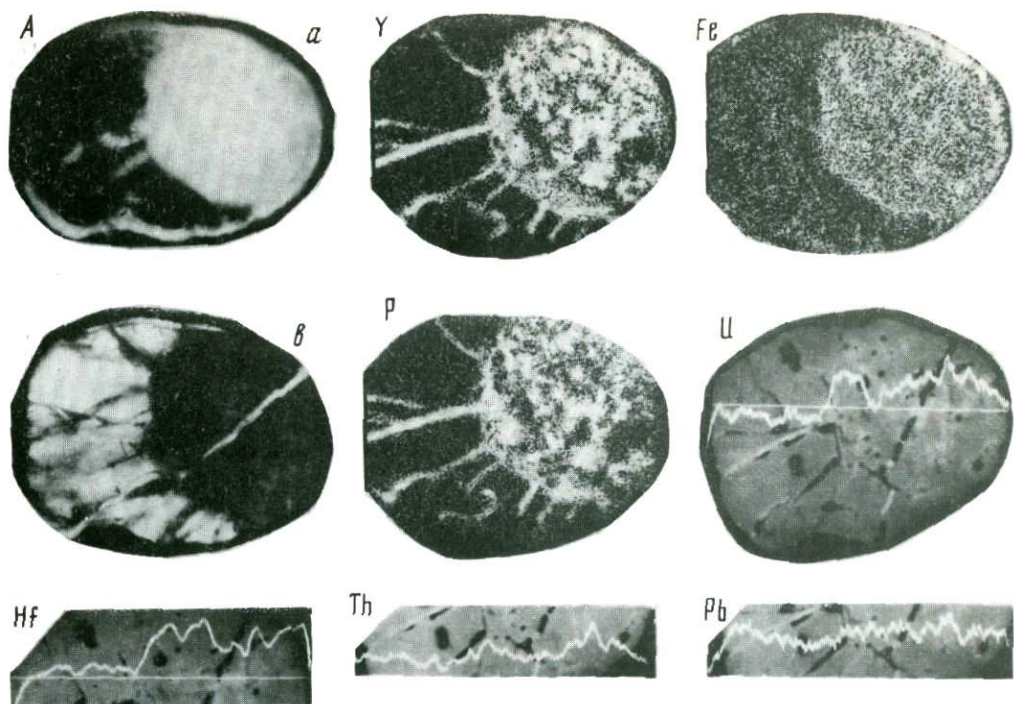
Р и с. 87. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов очковых гнейсов тараташского комплекса (1 — увел. 180, 1' — увел. 350)



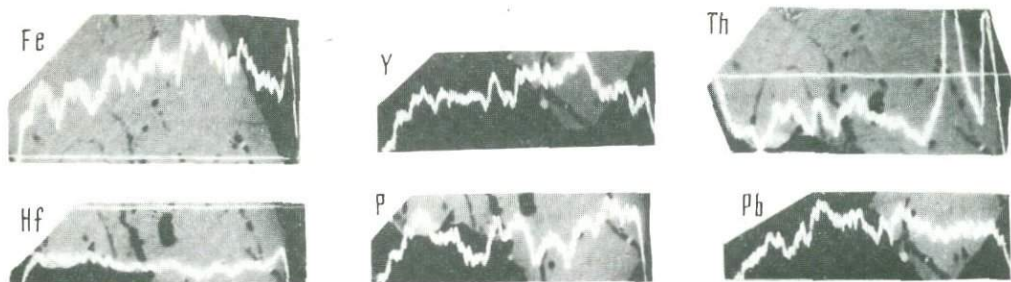
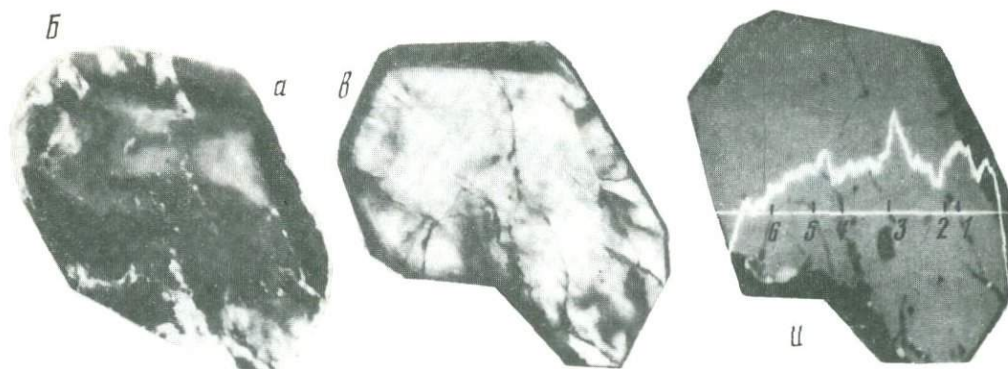
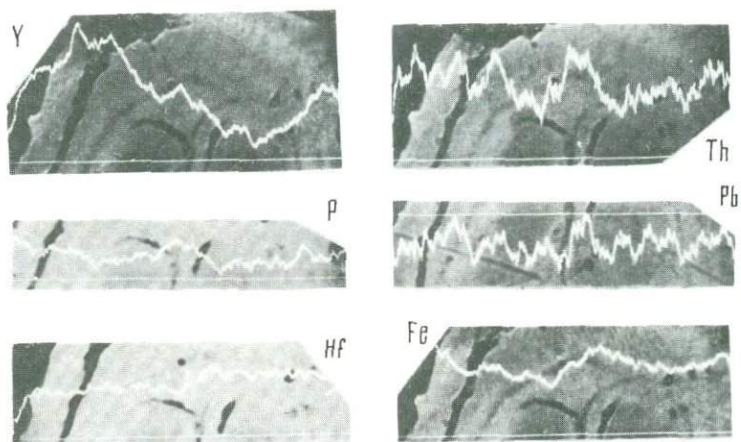
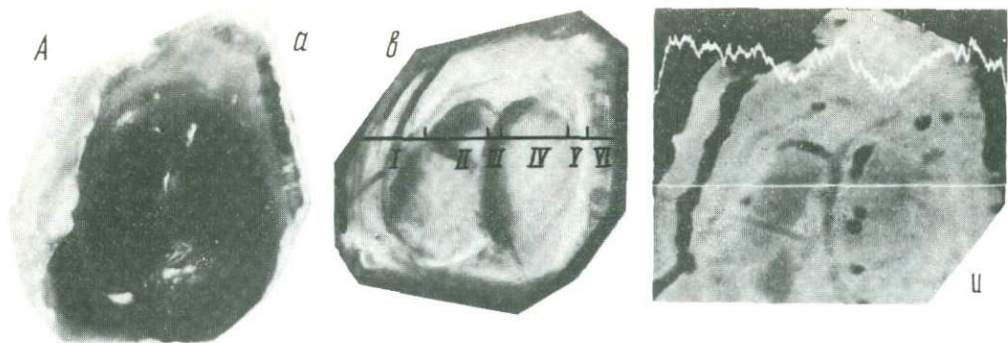
Р и с. 87 (окончание)



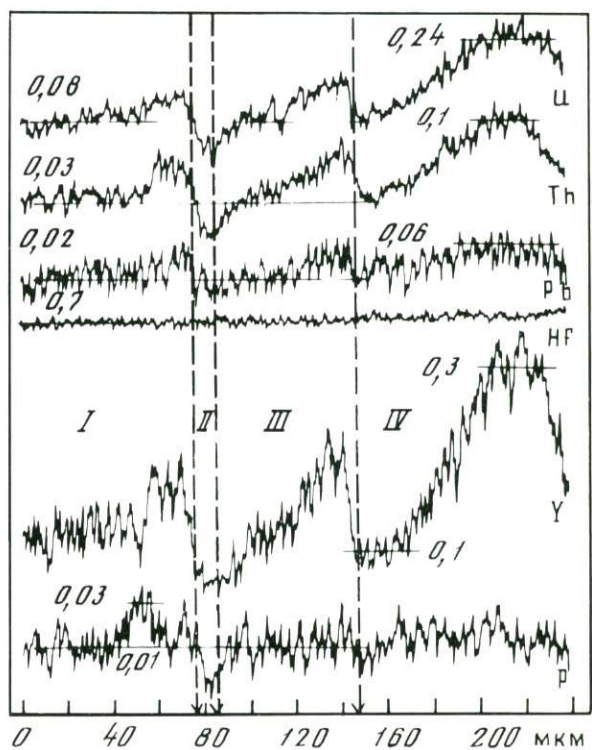
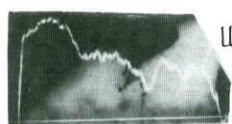
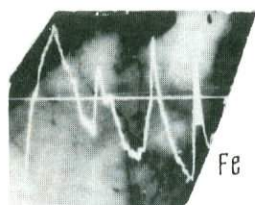
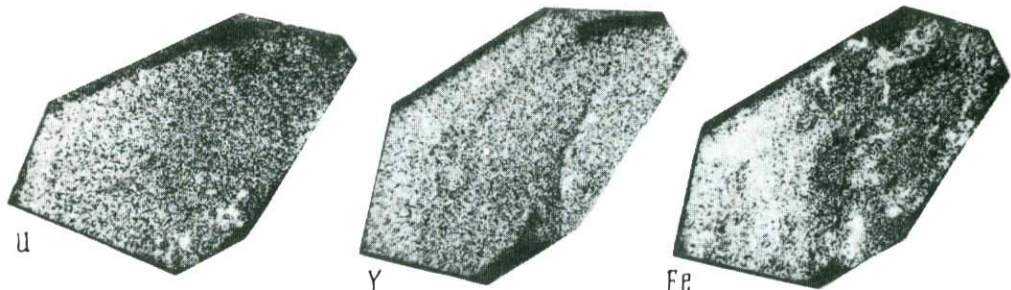
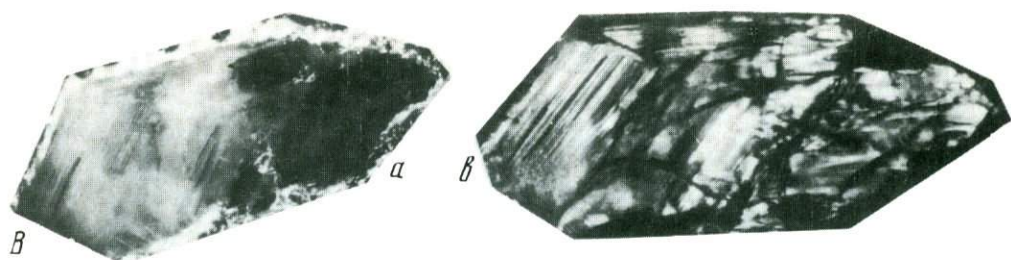
Р и с. 88. Микроморфология цирконов диафоритов (1 — 4) и эндербитов (5 — 11) тарашского комплекса (стрелкой показан профиль количественной съемки)



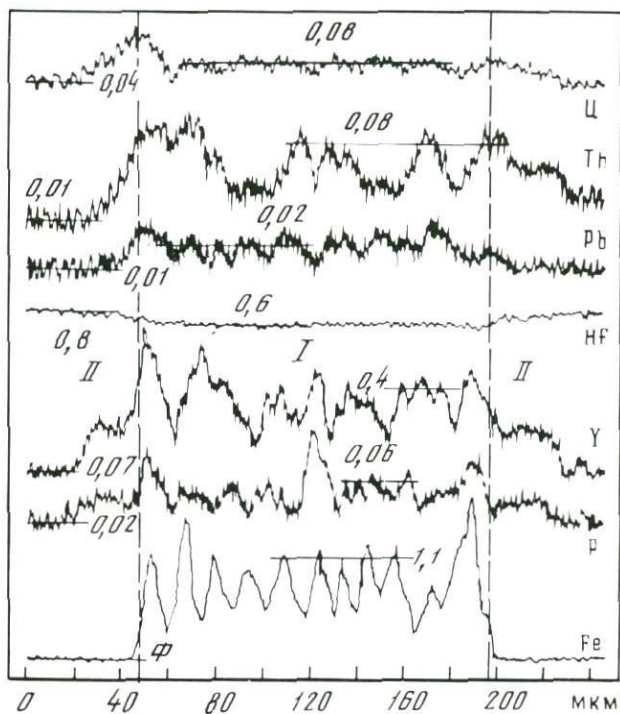
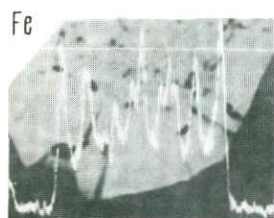
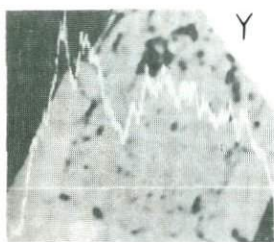
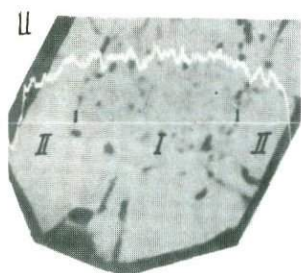
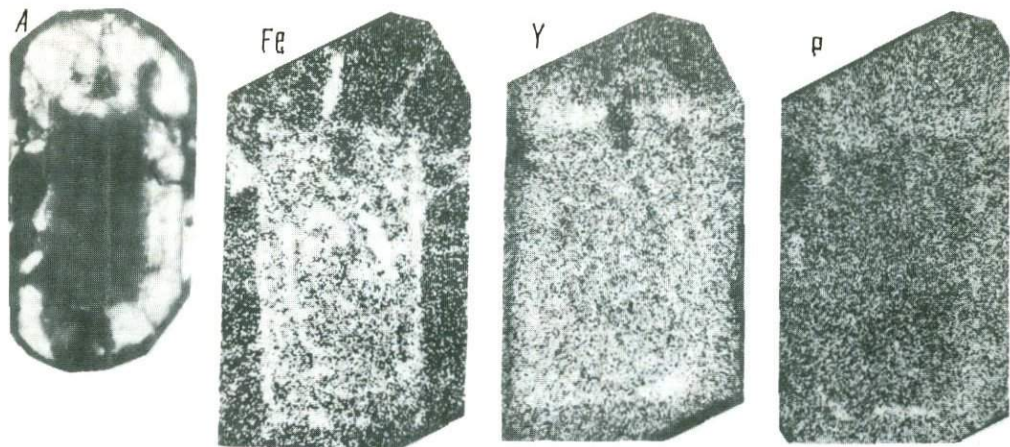
Р и с. 91. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов песчаников айской свиты



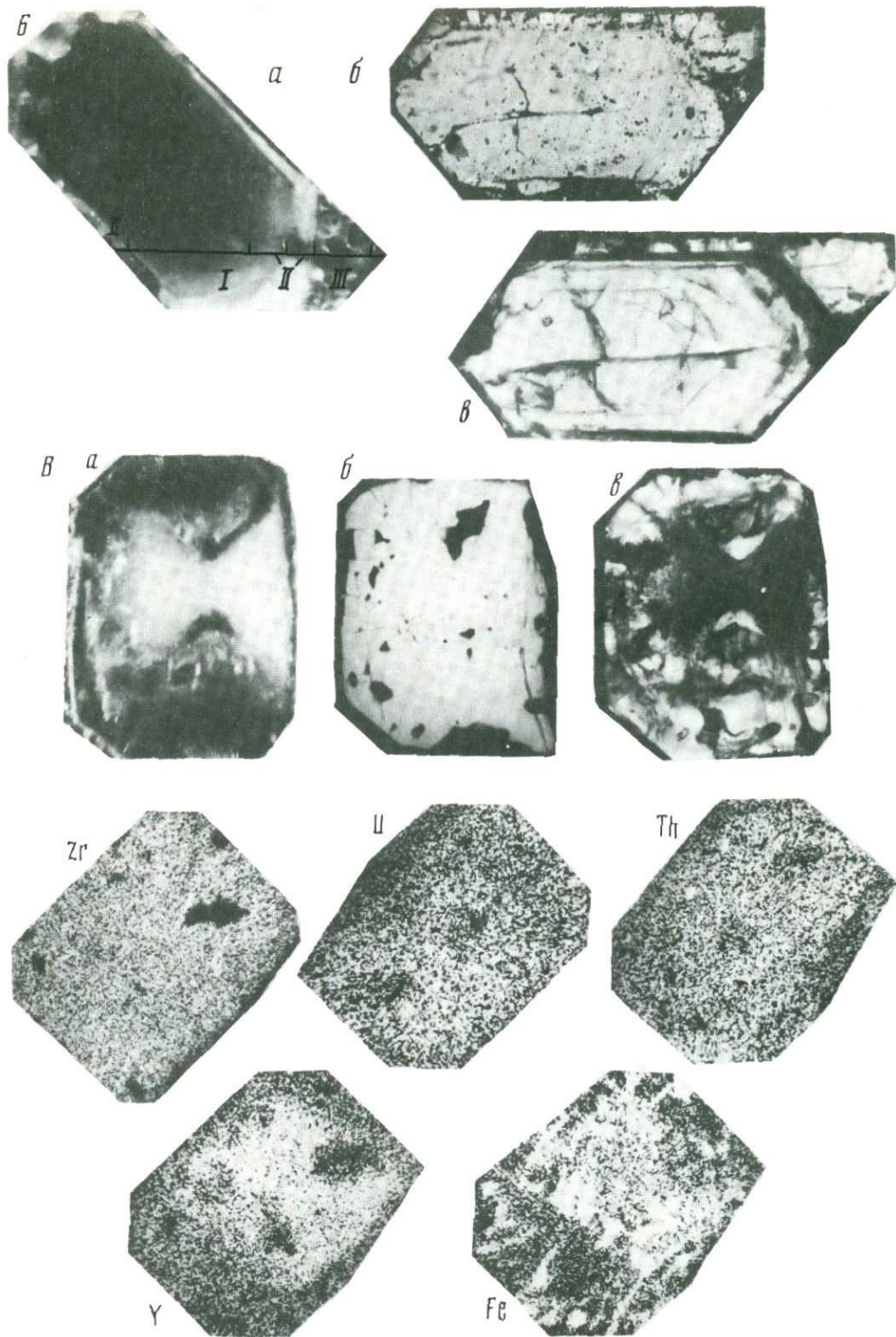
Ри с. 97. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов габбро Бердяшского массива
 I – VI – зоны в кристаллах (для сопоставления данных фото- и количественной съемки);
 1 – 5 – зоны трещин



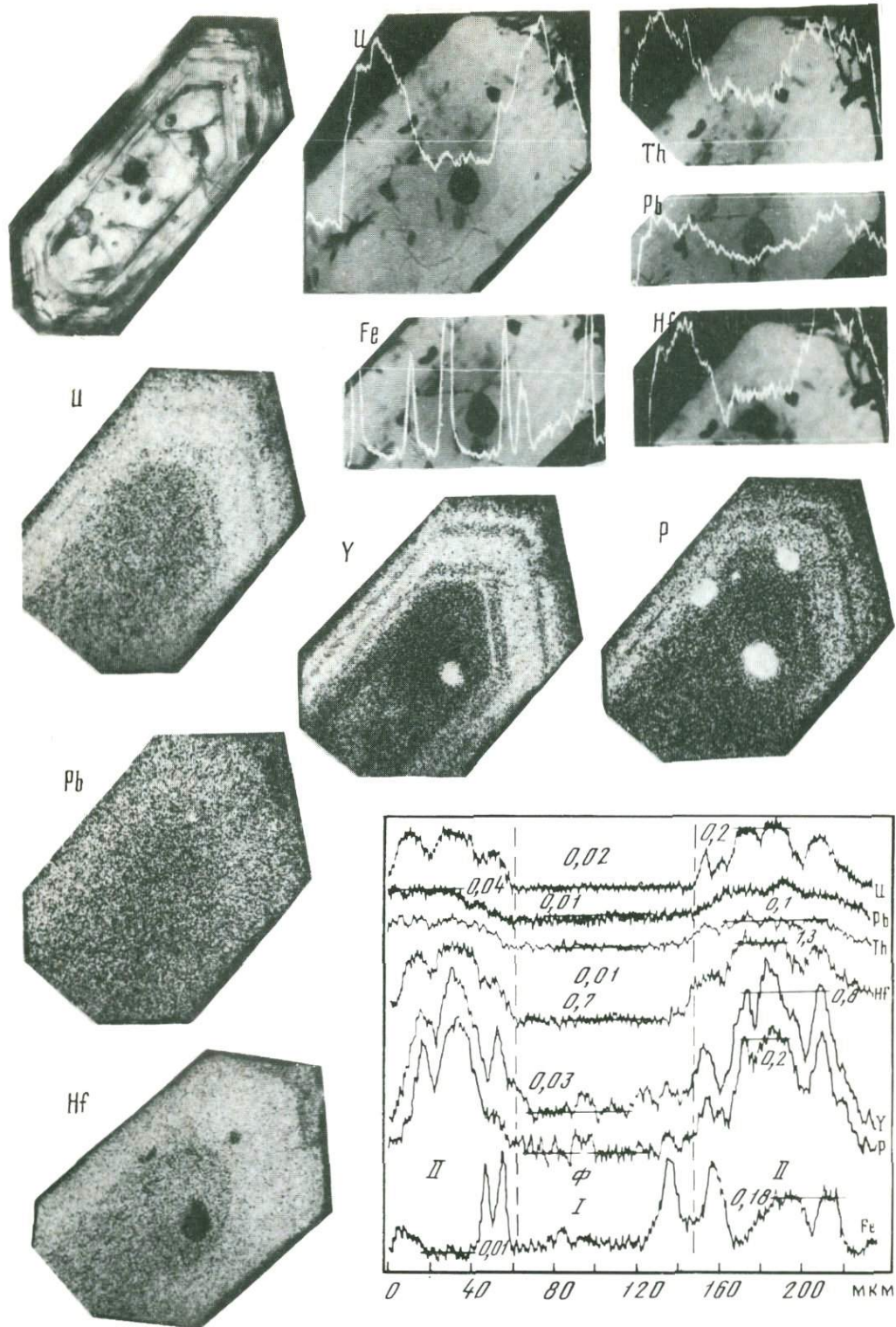
Р и с. 97 (окончание)



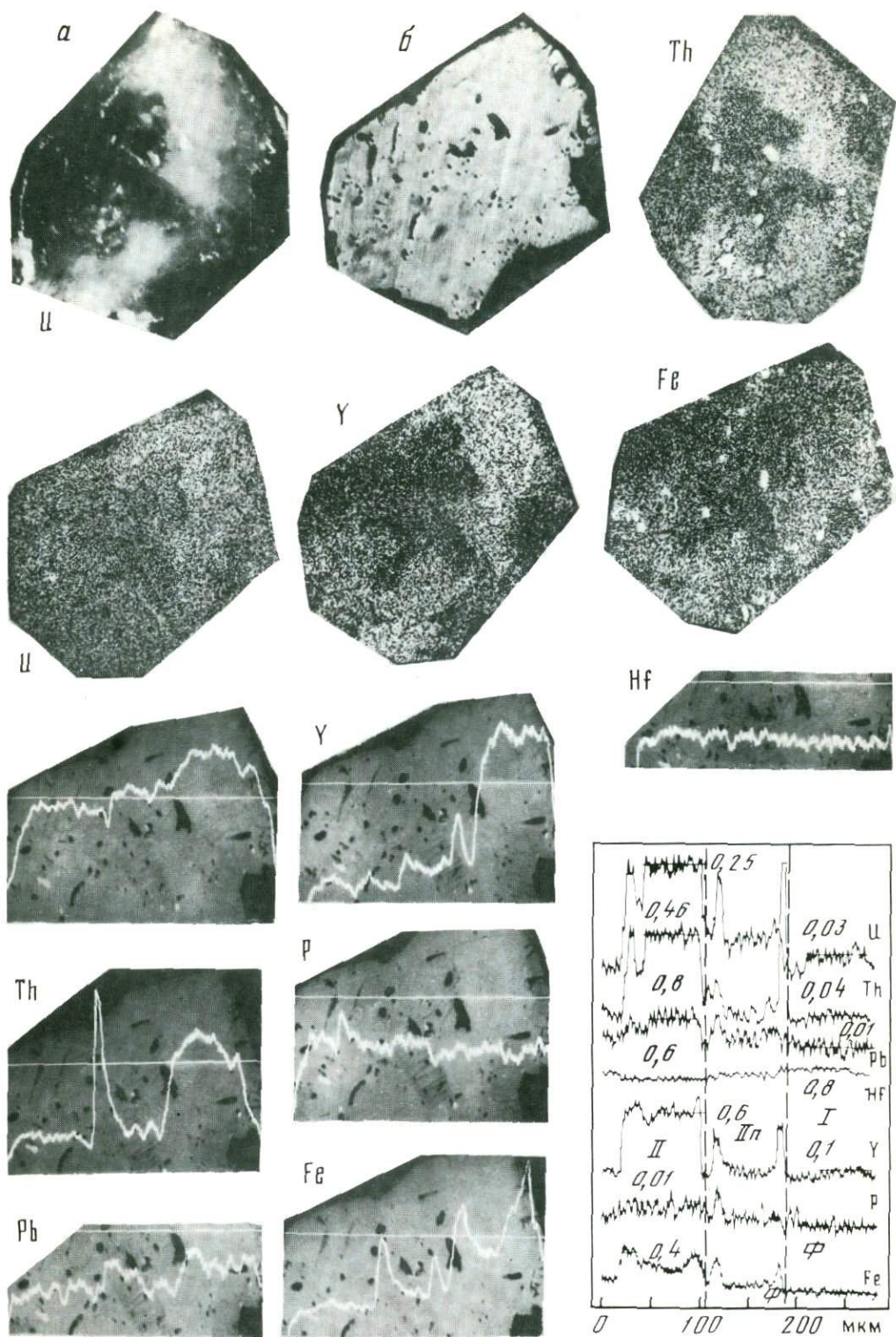
Р и с. 99. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов кварцевых сиенито-диоритов Бердяушского массива (стрелкой и I — III показан профиль количественной съемки и монокристаллы)



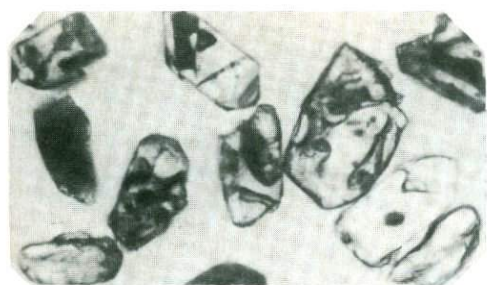
Р и с. 99 (окончание)



Р и с. 101. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов рапакиви Бердяшского массива



Р и с. 102. Микрогеохимическая гетерогенность цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива



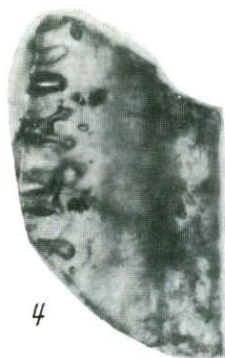
1



2



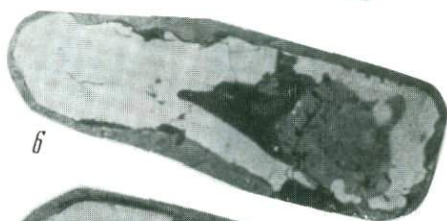
3



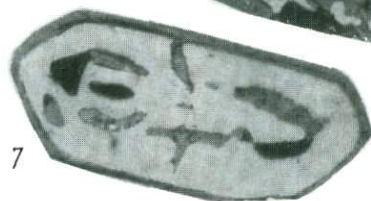
4



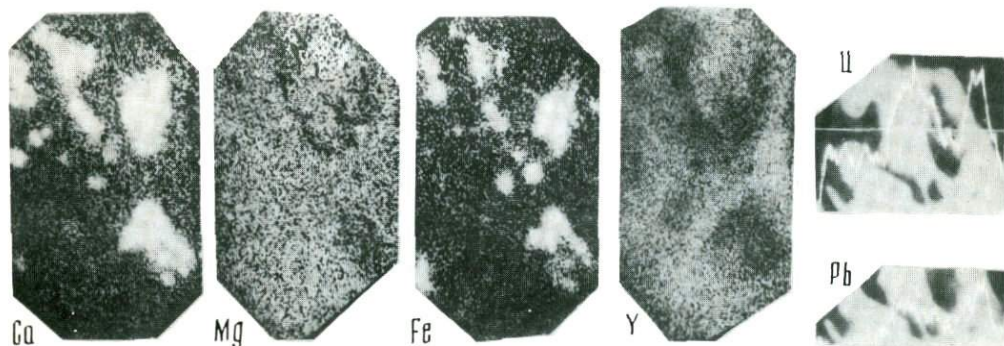
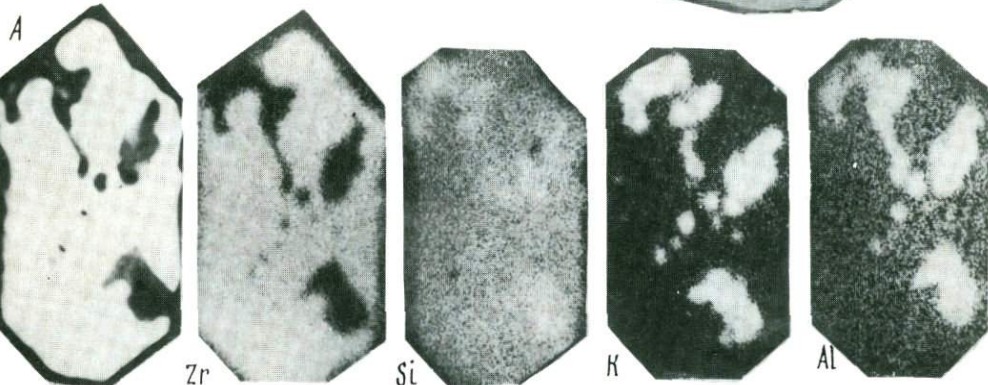
5



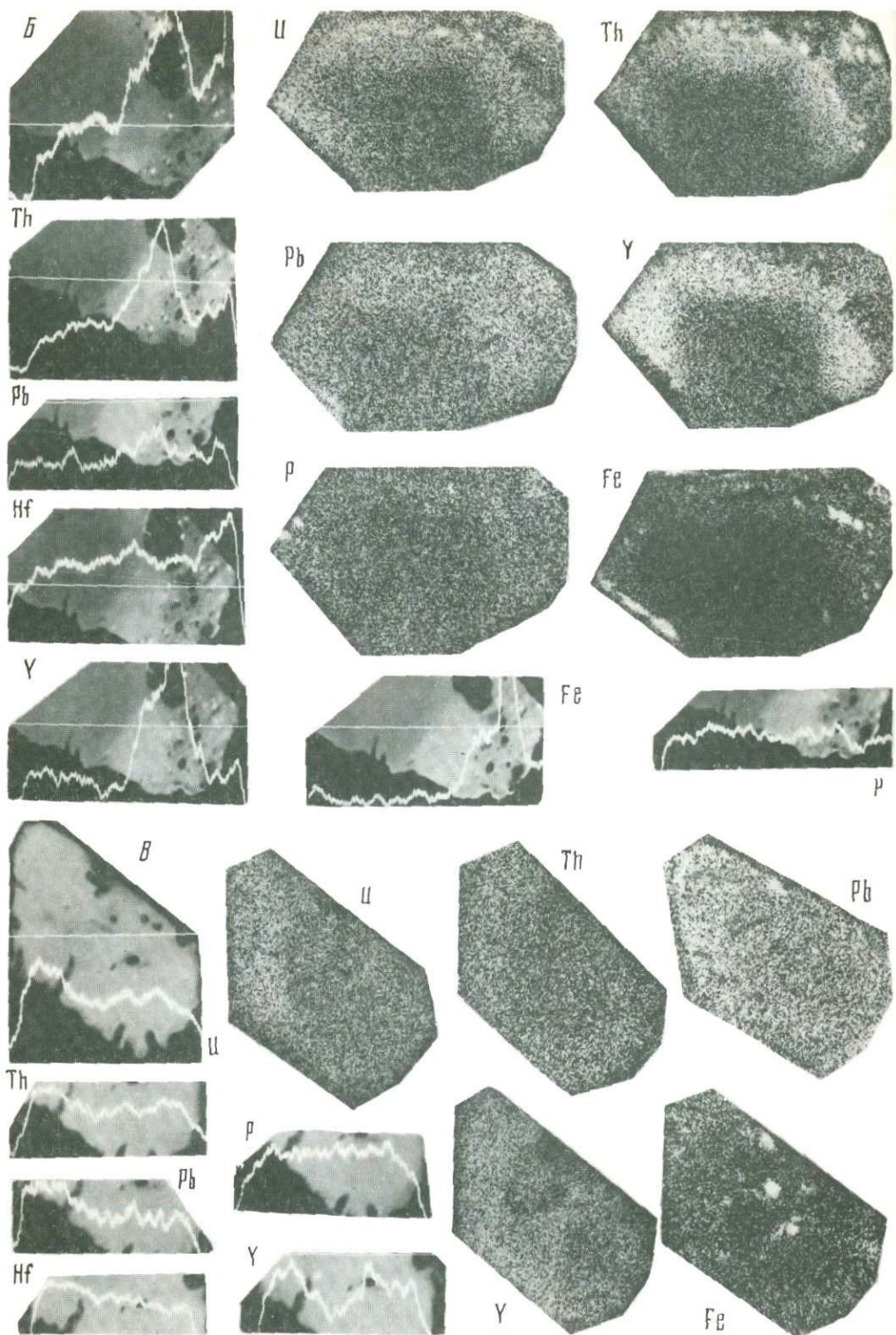
6



7



Р и с. 115. Минералогические особенности и микрогеохимическая гетерогенность цирконов эффузивов машакской свиты



Р и с. 115 (окончание)

Таблица 12 (окончание)

1	2	3	4		
	7	Биотитовый плагиогнейс	-0,123 2,00	0,086 1,35	0,071 0,94
	8	Лейкократовый гнейс	0,104 1,7	0,085 1,33	
<i>Мугоджарский</i>					
Талдыкская	P-1	Лейкократовый гнейс	0,125 2,03	0,107 1,75	
	P-2	" "	0,124 2,02	0,104 1,70	0,072 0,97
	24	Двуслюдной гнейс	0,070 0,93	0,059 0,63	
<i>Александровский</i>					
Гнейсовая, основания	65	Амфиболовый плагиогнейс (порода субстрата)	0,146 2,30	0,106 1,73	0,078 1,10
	63	Силлиманитовый гнейс	0,139 2,22	0,107 1,75	0,073 1,04
	66	Мусковитовый гранито-гнейс	0,126 2,04	0,10 0,92	
	62	Инъекционный биотит-амфиболо- вый гнейс	0,117 1,91	0,107 1,75	0,072 1,02
	67	Гнейсо-гранит мусковитовый, инъекционный	0,106 1,73	0,090 1,41	
<i>Харбейский</i>					
Ханмейхойская	X-1	Амфиболовый с гранатом гнейс	0,139 2,22	0,106 1,73	
	23	Эклогит	0,104 1,70	0,096 1,55	0,64 0,74
<i>Уфалейский</i>					
Уфалейская	10	Биотит-амфиболовый гнейс с гранатом	0,079 1,18	0,054 0,41	
	12	Биотитовый гнейс	0,071 0,99	0,056 0,46	
	89	Слюдистый кварцито-гнейс	0,072 0,99		
	93	Биотитовый гранитизированный гнейс	0,055 0,43		
	16	Биотитовый гранито-гнейс	0,056 0,46		
<i>Мурзинский</i>					
Мурзинская	22	Биотитовый гнейс	0,077 1,12	0,070 0,93	
	37	Гранито-гнейс	0,057 0,51		

салдинской серии предположительно допалеозойского возраста [40]. Датировки цирконов (см. табл. 12), сопоставленные с этапами метаморфизма и гранитизации, показали, что гранулитовая фация метаморфизма древнее 2,23 млрд. лет и, по-видимому, синхронна глобальному этапу с возрастом 2,6 млрд. лет, а амфиболитовая относится к регрессивной стадии и характеризуется возрастом 1,7–2,0 млрд. лет. Данные по цирконам свидетельствуют также о том, что снижение уровня метаморфизма согласуется со стратиграфической последовательностью. С интервалом 1,7–2,0 млрд. лет связана также интенсивная гранитизация, которая фиксируется образованием инъекций и жил гранитного состава. Формирование мозаичных мигматитов и крупных кварц-полевошпатовых обособлений датируется 1,35 млрд. лет, а выделяемая по геологическим данным наиболее поздняя гранитизация, синхронная низкотемпературным метасоматическим преобразованиям, имеет возраст около 0,90–0,95 млрд. лет.

По приуроченности к крупным положительным структурам в Мугоджарах выделено несколько ПМК, из которых нами изучены цирконы самого западного – талдыкского. В его строении выделяются две серии – южномугоджарская и талдыкская [40, 97]. Исследовались цирконы талдыкской серии, в составе которой наиболее распространены аллитовидные гнейсы, а также прослой кварцитов, амфиболитов и биотитовых гнейсов. Из табл. 12 следует, что максимальные датировки цирконов талдыкской серии близки 2 млрд. лет. Признаков гранулитовых цирконов не обнаружено, т.е. этот возраст как минимальный может быть отнесен к субстрату, испытавшему прогрессивный метаморфизм амфиболитового уровня. По составу и строению цирконы талдыкской серии, рассмотренные ранее (см. рис. 67), близки тараташским (разновидности I), а отличаются тем, что разновидность II у них отвечает не гранулитовому, а амфиболитовому уровню метаморфизма. Субстратом пород талдыкской серии были изверженные породы кислого состава, метаморфизованные в период 2,03–1,70 млрд. лет. Возрастные значения, близкие 0,95 и 0,63 млрд. лет, отвечают диафорическим процессам, с которыми связано образование двуслюдяных гнейсов и различных сланцев. Талдыкская серия по результатам возрастного изучения цирконов сопоставима с ильменогорской и шумихинской Ильменогорско-Сысертского мегантиклинория. Однако по минералогическим особенностям цирконов она не имеет аналогов и может рассматриваться как фрагмент (выступ, подобный тараташскому) платформы. Возраст южномугоджарской серии предполагается архейским, хотя это еще не доказано.

Рассмотренные ПМК (ильменогорский, сысертский, салдинский, талдыкский) расположены в пределах палеоокеанического сектора Урала. В этом же секторе находится и мурзинский ПМК, имеющий определенные черты сходства с перечисленными. Однако геохронологические данные пока не позволяют рассматривать его среди перечисленных.

Палеоконтинентальный сектор Урала представлен цирконами александровского, харьбейского и уфалейского комплексов. Ранние представления о происхождении первого из них приведены в работе [49]; позднее [68] были изучены петрографические особенности и метаморфизм пород комплекса, а также дана более полная интерпретация возрастных данных.

Датировки цирконов (см. табл. 12) позволяют уточнить последовательность метаморфических событий александровского комплекса. Ранний (догранитный) метаморфизм имеет возраст не менее 2,22 млрд. лет. Сходство цирконов с гранулитовыми разновидностями по облику и редкоземельной специализации, отмеченное ранее, а также присутствие высокомагнезиального граната совместно с красно-бурым биотитом свидетельствуют о том, что речь идет о реликтах метаморфизма гранулитовой фации. Напомним, что возраст этого процесса в близрасположенном тараташском комплексе оценивается в 2,6 млрд. лет. Второй этап метаморфизма (“плагиигранитный”) имел регрессивную направленность (от силлиманит-альмандиновой до эпидот-амфиболитовой субфации). Его временной интервал 2,04–1,73 млрд. лет. Производные этого этапа – плагиигнейсы, амфиболиты, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, а также их мусковитовые и лейкократовые разности. С нормальной (калиевой) гранитизацией связан третий (“гранитный”) этап метаморфизма. Он отвечает низким ступеням амфиболитовой фации, возраст определяется в 1,41 млрд. лет. Заключительный этап метаморфизма с возрастом 1,10–0,92 млрд. лет вызвал появление низкотемпературных (зеленосланцевых) бластомилонитов и метасоматитов по зонам вдоль границ комплекса. Самостоятельная разновидность цирконов для этого этапа не установлена и отмечается лишь как фаза поверхностных изменений ранних цирконов.

Регрессивная направленность метаморфических процессов вновь, как и в салдинском ПМК, имеет стратиграфическую последовательность, что создает определенную специфику таких сложных полихронных образований.

Харбейский ПМК расположен в пределах осевой зоны Полярного Урала. Вопросы его стратиграфии и взаимоотношений с другими геологическими образованиями не ясны, что порождает различные предположения о истории его развития [40, 68]. Датировки пород харбейского комплекса К-Аг методом не превышают 615 млн. лет. В основании разреза лежат гнейсы и амфиболиты ханмейхойской свиты, возраст которых условно определяется как допалеозойский или доверхнепротерозойский. Предлагается параллелизация харбейского и уфалейского ПМК. Из табл. 12 следует, что по цирконам гнейсов ханмейхойской свиты ее можно отнести к нижнепротерозойским образованиям. Однако не исключено, что датировка соответствует лишь времени перекристаллизации циркона, а возраст свиты более древний (архейский?) и отвечает проявлению гранулитового метаморфизма. При таком решении вопроса возможна корреляция харбейского комплекса с тараташским. Эклотиты хребта Марун-Кей рассматриваются или в составе ханмейхойской свиты харбейского комплекса, или как самостоятельный марункеуский комплекс [68]. Возраст эклотитов, по данным К-Аг метода, достигает 1,56 млрд. лет. Датировки цирконов подтверждают это значение и указывают на присутствие более древней фазы с возрастом 1,7 млрд. лет, которая отмечается и в цирконах гнейсов ханмейхойской свиты. Заключительные изменения цирконов датируются 0,74 млрд. лет, что близко возрасту бластомилонитов, по данным К-Аг метода (635 млн. лет).

Геолого-петрологические исследования уфалейского ПМК наиболее представительны [40, 68]. В основании комплекса залегает уфалейская свита, сложенная в основном гнейсовидными амфиболитами и слюдяными гнейсами. Толщи обрамления представлены слюдяно-гранатовыми сланцами со ставролитом, кианитом, хлоритом, графитом и кварцитами. Фациальные условия метаморфизма пород уфалейской свиты в основном отвечают амфиболитовой фации, хотя составы некоторых минералов (гранатов, амфиболов) соответствуют продуктам гранулитового метаморфизма. Максимальные датировки пород комплекса, полученные ранее различными методами, достигали 1,1–1,2 млрд. лет; по геологическим данным возраст комплекса оценивается как дорифейский.

Изученные цирконы (см. табл. 12) лишь подтверждают предыдущие результаты. Облик и строение цирконов отвечают продуктам гранитизации; гранулитовые цирконы не встречены. Специфику комплексу создают датировки на уровне 0,41–0,46 млрд. лет, которые для других ПМК не отмечались. Их появление сопряжено с заключительными процессами гранитизации и низкотемпературного диафореза, стимулированного глубинными перемещениями в западной субширотной зоне комплекса [68]. Радиологическая информация не позволяет отнести уфалейский комплекс к нижнепротерозойским образованиям. Однако окончательного вывода делать пока не следует, ибо нами не опробована восточная часть нижнего этажа комплекса, где наиболее вероятно сохранение остатков древних субширотных структур [68]. Поэтому стратиграфическое положение комплекса как дорифейского сохраняется (в схеме периодизации, рассмотренной ниже) лишь на основании геологических предпосылок.

Мурзинский ПМК по составу пород, характеру стратиграфической последовательности геологических событий во многом аналогичен ильменогорскому [40]. Датировки пород комплекса К-Аг методом в основном составляли 250–300 млн. лет, а α -Pb методом были получены значения 0,9–1,1 млрд. лет, которые подтверждали геологические предположения о докембрийском возрасте мурзинской свиты, слагающей ядерную часть. Исследования термоизохронным методом (см. табл. 12) также свидетельствуют о присутствии среди метаморфитов мурзинского ПМК производных гревильской гранитизации. Палеозойская датировка отвечает возрасту плагиогранитизации, которая широко проявлена во многих ПМК. Ни радиологических, ни минералогических признаков существования более древних цирконов не встречено. Просмотр других проб цирконов из гнейсов мурзинской свиты не изменил ситуацию. Вопрос о возрасте свиты остается открытым, и лишь геологические предпосылки позволяют надеяться на нахождение дорифейских образований.

Суммирование всех данных, полученных термоизохронным методом по цирконам (см. табл. 12), их сопоставление со свойствами этих цирконов и геологическими сведе-

Т а б л и ц а 13. Возрастные рубежи эндогенной активности полиметаморфических комплексов Урала

Этап	Возраст, млрд. лет	Процесс
I	2,6 (?), 2,2 ± 0,1	Гранулитовый метаморфизм, реликты гранулитового метаморфизма
II	2,05—1,75	Диафторез и метаморфизм амфиболитовой фации, гранитизация
III	1,40—1,30	Ультраметаморфизм, гранитизация
IV	1,15—0,45	Диафторез (эпидот-амфиболитовая и зеленосланцевая фации), бластомилонитизация
V	0,70—0,65	Метаморфизм разрыва платформы (динамотермальный) [34]
VI	0,46 ± 0,03	Плагиогранитизация

ниями о последовательности процессов метаморфизма и гранитизации позволили выделить основные рубежи (этапы) в развитии рассмотренных комплексов (табл. 13).

Окончательные итоги радиологического изучения докембрия Урала будут подведены после рассмотрения других материалов, необходимых для корректировки стратиграфической шкалы.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНОВ РИФЕЯ УРАЛА

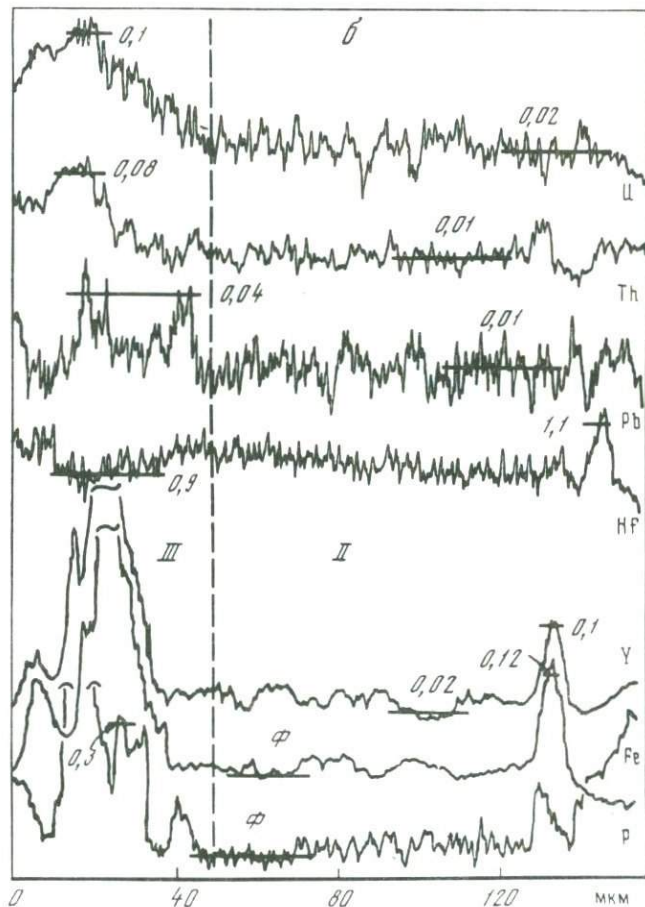
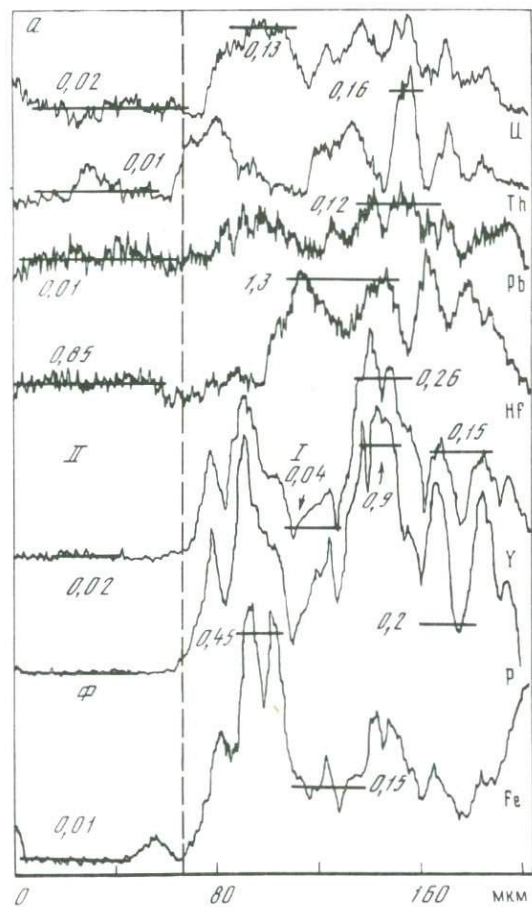
Разрез уральского рифея — стратотипический, и это предъявляет повышенные требования к его геохронологическому обоснованию. Стратиграфически реперных объектов, которые могут быть датированы комплексом современных методов, явно недостаточно, что заставляет с особой тщательностью относиться к их датировке.

О возрасте нижней границы бурзянской серии. Бурзяний, соответствующий бурзянской серии Южного Урала, в стратиграфической шкале докембрия СССР отвечает нижнему рифею (см. табл. 8). Геологические и немногочисленные геохронологические данные о бурзянской серии рассмотрены подробно в [22, 108].

Бурзянская серия состоит из трех свит — айской, саткинской и бакальской. Вопрос о нижней границе айской свиты решается неоднозначно и большей частью по косвенным данным. Известны вулканиты с К-Аг возрастом около 1650 млн. лет, которые секут метаморфические толщи тараташского комплекса (но не известны в пределах айской свиты). В сопоставляемых с айской свитой отложениях Русской платформы датировки глауконитов достигают 1535 млн. лет. Возраст диабазов, секущих айскую свиту, 1100 млн. лет; имеются даже сведения о вендском возрасте айской свиты. В песчаниках айской свиты были найдены цирконы, возраст которых, определенный α -Pb методом, 1640 млн. лет. Отмеченные датировки учитывались при обосновании рассматриваемой границы.

При изучении цирконов айских песчаников предполагалось, что источником некоторых из них были метаморфиты тараташского комплекса.

На рис. 91 (см. вкл.) хорошо заметны округлая форма обломков кристаллов цирконов айской свиты, их сложное строение; им присущи также типичные особенности микрорельефа истирания. У некоторых зерен наблюдается обрастание молочно-белого пористого материала, соответствующего ядру, малиново-красным (см. рис. 91, А, а — темная часть, б — светлая; рис. 92, а, II), прозрачным, представляющим оболочку. Резкие границы между разновидностями указывают на отсутствие гомогенизации, что наглядно проявляется при микронзондировании. Если сравнить эти данные с особенностями цирконов из диорито-гнейсов тараташского комплекса, состоящих из I—II разновидностей, то легко устанавливается их аналогия. Айские песчаники содержат цирконы и другого строения (см. рис. 91, Б). Видно, что картина изменилась, и теперь розовый прозрачный материал соответствует ядру (см. рис. 91, Б, а — темная часть, б — светлая; рис. 92, б, II), которое окружено молочно-белой непрозрачной оболочкой. Подобные бигенетические цирконы отвечают сочетанию II—III разновидностей в гнейсах тараташского комплекса.



Р и с. 92. Составы цирконов песчаников айской свиты (а, б — профили съемки, см. рис. 91, А, Б)

ташского комплекса. Термоизохронными исследованиями было показано, что минимальный возраст III генерации $1,63 \pm 0,05$ млрд. лет. При исследованиях цирконов из гнейсов фундамента восточной окраины Русской платформы подобных тараташским не обнаружено. На основании изложенного можно считать, что вопрос о поступлении тараташского материала в бассейн айского осадконакопления решается положительно и что нижняя граница бурзяния не должна быть древнее 1,65 млрд. лет. Уточнение может быть сделано датированием айских эффузивов Rb-Sr и U-Th-Pb методами. Последним по цирконам из этих эффузивов получено предварительное значение — 1,55 млрд. лет.

Геохронология и генезис Бердяшского массива. Гранитоиды массива прорывают саткинскую и метаморфизуют бакальскую свиты бурзяния. Это единственный массив в разрезе бурзянской серии, для которого возможно получение реперных значений возраста. Несмотря на это, имеющийся геохронологический материал по массиву противоречив, что порождает различные представления об объеме и стратиграфическом расчленении рифейских толщ Урала [108].

Кратко напомним суть противоречий при оценке возраста массива (подробная сводка приводится в [22]). По данным различных методов, возраст Бердяшского массива первоначально оценивался в 1400 млн. лет. Это значение признавалось большинством геологов и геохронологов и широко использовалось при определении границ нижнего рифея. Другие представления развивали Л.И. Салоп и Г.А. Мурина [100]. С помощью Rb-Sr изохронного метода они определили возраст гранитоидов и метаморфизма пород Бердяшского массива как 1560 и 1260 млн. лет; первичные отношения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соответственно равны 0,739 и 0,769. Согласно их же данным, возраст подтвержден и U-Th-Pb методом сходящимися значениями для одной пробы циркона. Петрологический вывод, следующий из этих датировок, заключается в ликвидации "омоложенного" возраста уральских рапакиви, в подтверждении идеи о неповторимости формации рапакиви с возрастом 1600–1800 млн. лет в геологической истории развития Земли. В плане стратиграфических построений эти определения использовались для обоснования перевода бурзянской серии из нижнего рифея в средний протерозой с возрастными границами 2,1–2,2 и 1,85–1,9 млрд. лет, а позднее — в трансваальский комплекс мезопротозоя с границами 2,16–2,10 млрд. лет [99]. Такая перестройка практически лишала бурзянскую серию стратотипической значимости как эталона нижнего рифея.

Относительно происхождения и последовательности образования пород Бердяшского массива существует несколько гипотез [29, 65, 66, 100, 111], что также способствует развитию различных стратиграфических построений.

Полученные новые геохронологические и петрологические данные [60] позволяют решить некоторые спорные вопросы, связанные с Бердяшским массивом.

На небольшой площади (примерно 30 км²), занимаемой Бердяшским массивом, смещены габбро, сиенито-диориты, граниты рапакиви, нефелиновые и безнефелиновые сиениты, разновозрастные диабазовые дайки (рис. 93).

Уверенно выделяются две основные серии пород — габбро-сиенитодиорит-гранитная и нефелин-сиенитовая. Вопрос о временном соотношении серий дискуссионный. Вопреки геохронологическим данным о их одновозрастности, В.А. Тимесков [111] считает нефелиновые сиениты значительно более молодыми (вплоть до венда) образованиями и относит серии к различным формациям. Исследования продолжались, и позднее генетическое единство серий было подтверждено с помощью петрохимических методов [20].

В массиве широко развиты безнефелиновые и кварцевые сиениты. Часть безнефелиновых сиенитов связана с нефелиновыми и представляет собой их краевую фацию, образовавшуюся при взаимодействии с гранитами. Кварцевые сиениты ассоциированы с гранитами, в которых они или присутствуют в виде ксенолитов, или образуют штироподобные тела. Некоторые разновидности сиенитов имеют резкие секущие контакты с гранитами и нефелиновыми сиенитами и, в свою очередь, пересекаются дайками сиенит-порфиров. Все эти процессы происходили неоднократно, вызывая различные изменения более ранних образований.

K-Ar метод. Из приведенных в табл. 14 данных видно, что разброс возрастных значений значительный — от 1095 до 1403 млн. лет. В то же время возраст биотитов и мусковитов, в которых не обнаружено смешанно-слоистых фаз, варьирует в диапазоне 1318–1334 млн. лет.



Р и с. 93. Схематическая геологическая карта Бердюжского массива [29]

1 – граниты, граносиениты, сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты; 2 – габбро, габбро-диабазы; 3 – сиениты; 4 – нефелиновые сиениты; 5: а – саткинская свита, доломиты, сланцы, б – зильмердакская, катавская свиты, кварциты, песчаники, сланцы; 6 – тектоническая зона; 7 – точки отбора проб; 1–17 (цифры на рисунке) – пробы (без метасоматитов), использованные для возрастных определений

Пробы амфиболов отличаются хорошей сохранностью, сходны по минералогическим параметрам, но содержат различное количество калия. Объяснить расхождение их возрастов трудно; среднее значение для них составляет 1332 млн. лет, т.е. близко к данным по наиболее сохранившимся слюдам.

Rb-Sr метод. Для возрастных определений использовались основные разновидности пород, сохранившие первичные минеральные парагенезисы; метасоматически-измененные породы анализировались для сравнения (табл. 15). На графике в координатах Rb—Sr (рис. 94) последние образуют независимую относительно неизменных пород систему с резко повышенным отношением Rb/Sr, что указывает на наложенную рубидизацию, обычно сопровождающую метасоматическую калишпатизацию пород. Подобная зависимость проявляется и на рис. 95, где метасоматиты (III) создают оторванную от габбро-гранитной (I) и нефелин-сиенитовой (II) систему с повышенными концентрациями Rb и K.

Определение изотопного состава Rb и Sr контролировалось стандартом МТИ (партия 492327) с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70800$. Наши измерения за два года (15 параллельных определений) дали среднюю величину $0,70795 \pm 11$ (95%-ный доверительный интервал).

Таблица 14. Возраст пород Бердяушского массива по данным К-Аг метода ($\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_{Ar} = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$)

Номер пробы	Порода	Минерал	К, %	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}}$	Возраст, млн. лет	Вторичные изменения	
						содержание хлорида, %	наличие смешанно-слоистой фазы
2	Рапакиви	Биотит	6,98	0,1133	1325±24	10	Нет
A-2101	"	"	6,13	0,1129	1318±31	10	"
A-2097	"	"	6,74	0,1015	1222±22	10	Есть
A-2100	"	"	6,11	0,1025	1230±17	20	Нет
A-2098	"	"	6,12	0,1185	1365±12	20	"
A-2096	"	"	5,90	0,1036	1245±27	10	Есть
6	Кварцевый сиенито-диорит	"	6,11	0,1132	1321±25	10	Нет
11	Сиенито-диорит	"	6,67	0,1112	1304±3	Не опр.	Не опр.
10	Габбро	"	0,956	0,937	1151±78	80-90	Нет
A-2133	Эндоконтактовая зона рапакиви	Мусковит	8,34	0,1146	1334	Нет	"
A-2107	То же	"	6,51	0,1204	1380	Вермикулит	Есть
A-2135	"	"	6,09	0,0874	1095±10	Не опр	Не опр.
A-2105	"	"	4,15	0,0922	1139	Вермикулит	Есть
A-2168	Нефелиновый сиенит	Амфибол	1,62	0,1040	1245±13	Не опр.	Не опр.
A-1226а	То же	"	1,77	0,1163	1347	"	"
A-2180	Кварцевый сиенито-диорит	"	0,724	0,1232	1403	"	"

Эволюционная диаграмма для пород Бердяушского массива приведена на рис. 96. Все образцы были обчислены совместно как представители единой совокупности. Расчеты показали, что она наиболее полно отвечает ситуации (модель III), допускающей незначительные вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в одновозрастных образцах (табл. 16).

Из приведенных данных, следует, что все породы Бердяушского массива, начиная от габбро и кончая гранитами и нефелиновыми сиенитами, по данным Rb-Sr изохронного метода оказываются одновозрастными на уровне 1348 ± 13 млн. лет с общей величиной первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7034 \pm 7$.

Пробы метасоматитов обычно находятся "ниже" основной эволюционной диаграммы, подтверждая более позднее обогащение Rb и соответственно их метасоматическую природу. Оценка минимального возраста метасоматических изменений (см. табл. 15, № 18, 23, 24) дает величину 750 млн. лет.

U-Pb метод. Цирконы пород массива весьма разнообразны как по минералогическим признакам, так и по составу. Кристаллов с блестящими гладкими поверхностями граней мало; наиболее распространены цирконы со слоистым ростом, который осложнен различными заливами, выступами, наплывами сложных очертаний. Встречаются признаки капельного (бугоркового) роста. Для некоторых слоев и валиков характерно концентрическое разрастание от генерирующих центров; при этом могут появиться фигуры, подобные винтовым дислокациям. Микроскульптура растворения сопровождается характерным муаром, возникающим при слиянии отдельных желобов. Обильны разнообразные по форме и размерам включения, в том числе игольчатые. Распределение и ориентировка большинства включений позволяют отнести их к первичным. Зональ-

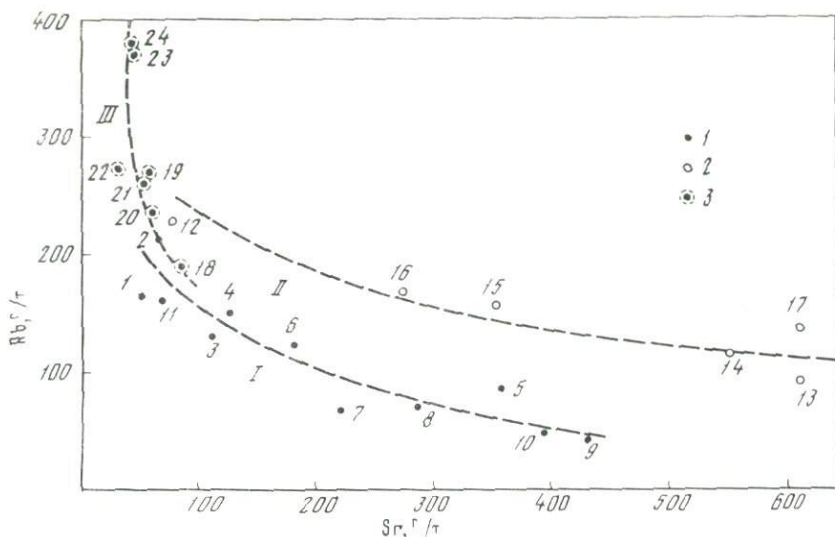
Т а б л и ц а 15. Рубидий, стронций (в г/т) и петрогенные элементы (в %) в породах Бердяушского массива

№ п/п	Порода	Rb	Sr	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Rb/Sr	SiO ₂	K ₂ O
<i>Габбро-гранитная серия</i>								
1	Биотитовый рапакиви	164	53	9,9686	0,9840	3,15	74,90	4,34
2	" "	213	64	9,6870	0,8912	3,34	73,29	4,77
3	Биотит-амфиболовый рапакиви	131	110	3,2588	0,7622	1,19	70,32	5,10
4	То же	151	126	3,4045	0,7729	1,20	71,62	5,34
5	Кварцевый сиенито-диорит	85	356	0,6568	0,7154	0,24	60,40	3,99
6	То же	122	180	1,9649	0,7411	0,68	65,80	4,36
7	" "	64	220	0,8443	0,7190	0,29	59,20	3,54
8	Сиенито-диорит	70	286	0,8160	0,7164	0,25	58,48	3,01
9	Габбро	20	429	0,1884	0,7079	0,05	46,45	0,87
10	" "	46	392	0,3675	0,7123	0,12	49,00	2,15
11	Автолит	160	68	7,2547	0,8420	2,35	70,49	2,84
<i>Нефелин-сиенитовая серия</i>								
12	Нефелиновый сиенит	227	78	9,0624	0,8788	2,91	59,36	6,26
13	" "	92	610	0,4433	0,7141	0,15	59,13	4,58
14	" "	115	550	0,6252	0,7162	0,21	58,69	3,99
15	" "	156	351	1,3410	0,7271	0,44	57,75	4,67
16	" "	168	272	1,8854	0,7386	0,62	58,40	4,62
17	" "	139	608	0,7868	0,7168	0,23	55,96	3,87
<i>Метасоматически-измененные породы</i>								
18	Гранит из зоны флюоритизации	190	84	6,0400	0,7892	2,27	73,81	4,64
19	Порфириновый гранит, сиенитовая фация	267	58	13,1768	0,9277	4,60	74,32	4,60
20	Альбитизированный граносиенит	236	60	12,5107	0,8974	3,93	69,70	5,44
21	Альбитизированный гранит	260	52	13,5011	0,8941	4,98	73,58	5,27
22	Окварцованное габбро	270	33	12,8115	0,8855	5,15	66,49	4,22
23	Рапакиви, сиенитовая фация	370	45	24,1767	0,9815	8,25	66,60	6,50
24	Гранит из зоны флюоритизации	380	43	20,2138	0,9441	8,83	68,06	8,69

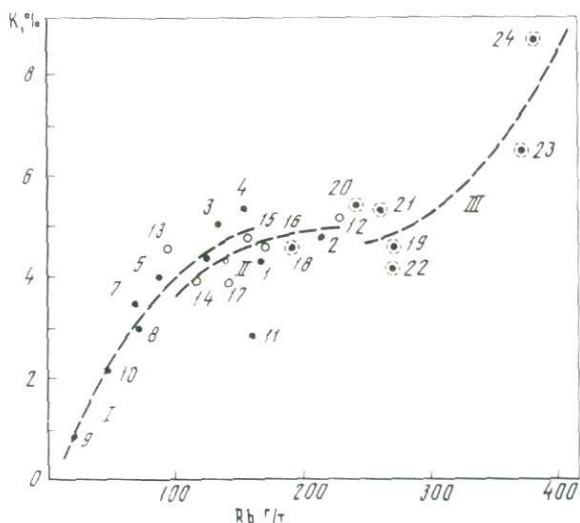
ность свойственна отдельным кристаллам или их зонам (слоям). Иногда зональность исчезает, что указывает на пониженную устойчивость зональных разновидностей при изменении условий кристаллообразования. Вторичные включения представлены цепочками пузырьков вдоль залеченных трещин. Необходимо подчеркнуть, что для цирконов массива вообще характерно сосуществование последовательных генераций, различающиеся по наличию включений, зональности, окраске и прозрачности. В целом эти данные свидетельствуют о сложной истории формирования горных пород массива и позволяют коррелировать его с гипабиссальными гранитоидами габбро-гранитного формационного типа.

Особенности строения и состава цирконов дают возможность оценить степень их геохронологической "замкнутости".

Цирконы габбро (см. табл. 15, № 10). Кристаллы изометричные за счет преимущественного развития формы (111), в меньшей мере (331) и (311). Грани призмы (110), а иногда и (100) проявляются в виде тонкого пояса. Окраска кристаллов пестрая, с преобладанием двух цветов — розового различных оттенков — I и белого (серого) — II, которые соответствуют двум разновидностям (генерациям) цирконов. Характер их взаимоотношений позволяет считать II разновидность более поздней, чем I.



Р и с. 94. Распределение рубидия и стронция в породах Бердяушского массива
 1-3 — породы и тренды: 1 — габбро-гранитной серии (I), 2 — нефелин-сиенитовой
 серии (II), 3 — метасоматиты (III); цифры — номера проб, см. табл. 15



Р и с. 95. Распределение калия и рубидия в пробах из Бердяушского массива
 Условные обозначения те же, что и на рис. 94

На рис. 97 (см. вкл.) и 98 показаны кристаллы и данные их микрозондирования. Кристалл А (см. рис. 97, А, 98, а) иллюстрирует случай наиболее частого развития II разновидности, когда в ней сохраняются остатки материала I со следами зонального строения. Частично измененная центральная часть и розовая оболочка видны у кристалла Б (см. рис. 97, Б, 98, б), причем распространение разновидностей отчасти контролируется расположением трещин, которые могут оказать и экранирующее влияние (см. рис. 97, В).

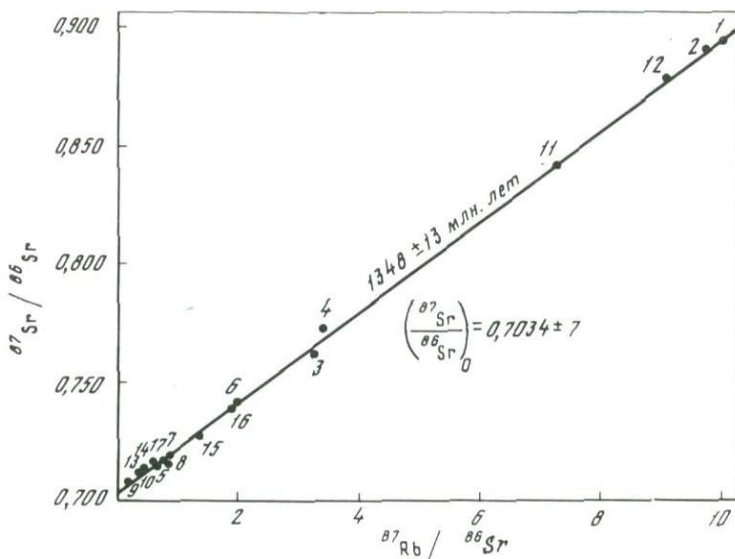
Отчетливо заметна геохимическая гетерогенность цирконов, обогащенность примесями II разновидности по сравнению с I. Рассчитанные возрастные различия позволяют предполагать "одновременность" их образования. Подобный вывод следует и из однотипности распределения U и Pb. Однако имеются признаки и нарушения возрастных систем. Например, у кристалла А в зоне 0-70 мкм (см. рис. 98, а) наблю-

Т а б л и ц а 16. Параметры модели и Rb-Sr возраст пород Бердяушского массива ($\lambda_{87\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$)

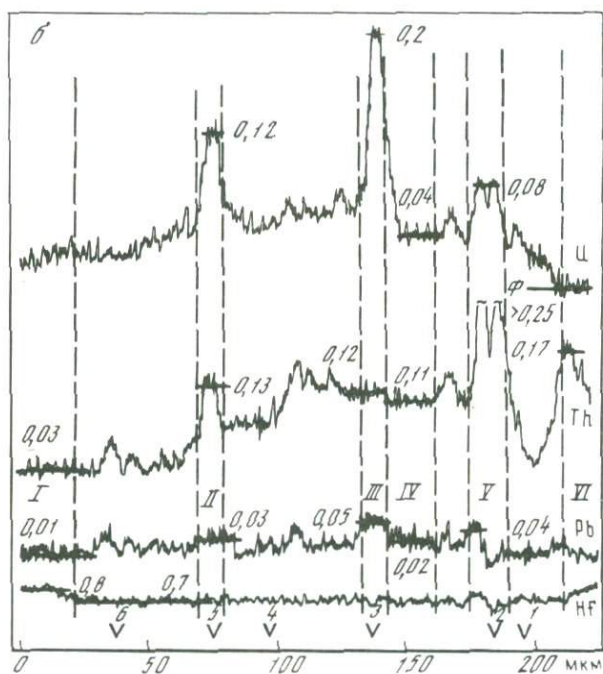
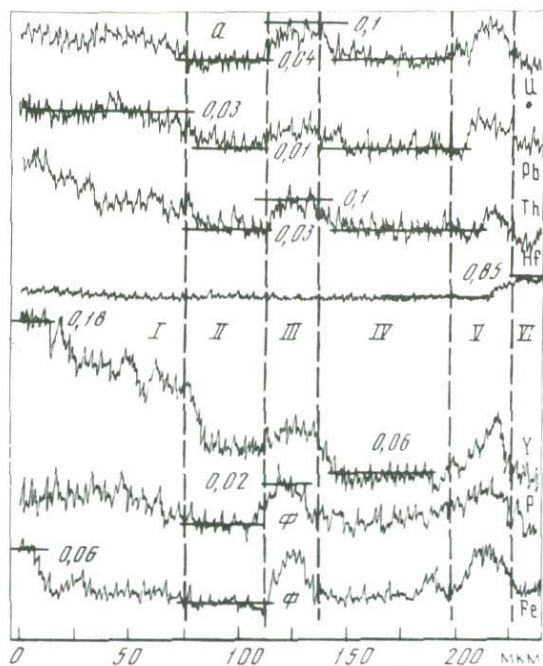
Модель	Возраст, млн. лет	"Первичное" отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	СКВО	Величина и знак параметра и модели
I	1332±8	0,7035±2	8,775	—
II	1218±54	0,7056±6	1,000	-0,00136
III	1348±13	0,7034±7	1,000	-0,03457

даются "избыточные" Th и Y (по отношению к U и Pb); для этой зоны допустима вторичная ксенотимизация. Особое значение приобретает распределение элементов в зонах трещин (см. рис. 97, Б, 98, б), где Pb/(U + Th) резко снижается. Поскольку в этих зонах содержание U не превышает максимальных концентраций в разновидности II, вероятное объяснение подобных изменений следует связывать с потерями Pb. Такая потеря, по-видимому, облегчалась неструктурным нахождением части U, сорбированного трещиноватыми (пористыми) участками во время автотасоматического изменения цирконов I и образования II разновидности.

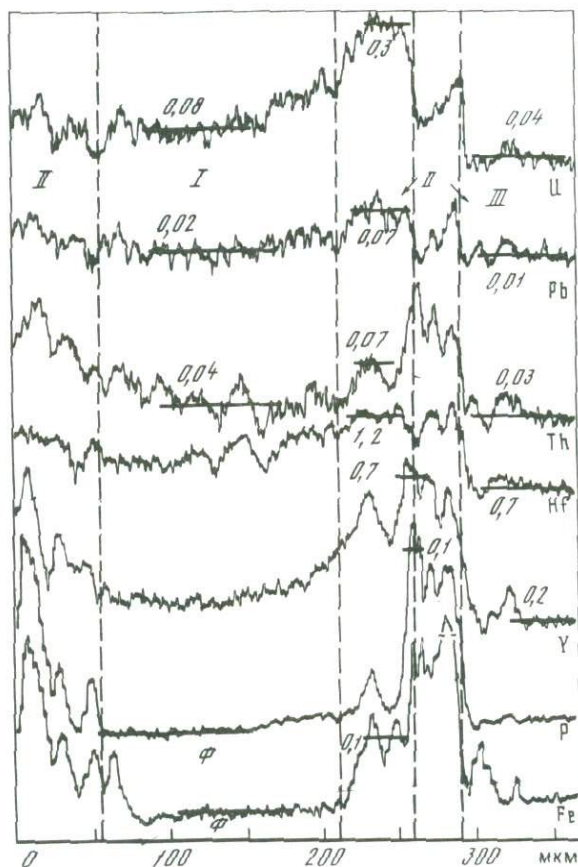
Цирконы кварцевых сиенито-диоритов (см. табл. 15, №7). Розовые прозрачные кристаллы с преобладающим развитием граней (111) и (110), в меньшей мере (331) и (100). Удлинение составляет 2,0–2,3, изредка 5–7. Большая часть кристаллов однородна, с игольчатыми и изометричными включениями, для которых характерны признаки расшнуровки и приуроченности к зонам роста. Встречаются включения-каналы, частично или полностью заполненные мелкодисперсным непрозрачным веществом, а также включения апатита. Сохранился микрорельеф роста, иногда в виде толстых слоев или изогнутых валиков. Часть кристаллов состоит из белой (серой) непрозрачной центральной части (I генерация) и розовой оболочки (II генерация). На рис. 99, А (см. вкл.) заметно, что ранняя генерация уверенно выделяется благодаря пористому строению и высокому содержанию примесей (за исключением Hf), в поведении которых просматривается определенная закономерность (ритмичность): фиксируется от одного (Hf) до шести (Fe) ритмов распределения элементов. Для U, Th и Pb существует переходная зона между генерациями, расчетный возраст которых практически совпадает (1380–1330 млн. лет). Отмеченные особенности являются важным свидетельством первичной геохимической гетерогенности цирконов, что предполагает и "закрытый"



Р и с. 96. Эволюционная диаграмма для пород Бердяушского массива; цифры — номера проб, см. табл. 15



Р и с. 98. Составы цирконов габбро Бурдяшского массива (I-VI, 1-6 - профили съемок, см. рис. 97, А, Б)



Р и с. 100. Состав цирконов кварцевых сиенито-диоритов Бердзюшского массива (I—III — профили съемок, см. рис. 99, Б)

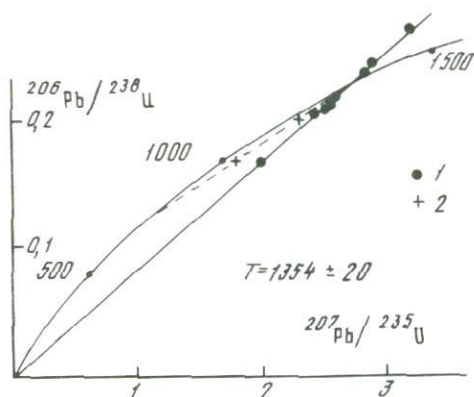
вариант геохронологической системы. Близость минералогических особенностей и состава белой разновидности цирконов в габбро (II генерация) и кварцевых сиенито-диоритах (I генерация) указывает на их генетическую преемственность.

Некоторые кристаллы характеризуются более сложным распределением окраски и примесей. Например, у кристалла Б (см. рис. 99, Б, рис. 100) центральная (розовая) часть (I) сменяется серой, желтовато-белой (II), которая вновь обрастает розовым материалом (III). Другими словами, у кристалла фиксируются три разновидности, отвечающие трем последовательно сменяющим друг друга генерациям. Они характеризуются близким расчетным возрастом (1330—1300 млн. лет), что также свидетельствует о сохранности первичного распределения элементов. В то же время высокие концентрации U и Th в тонких внешних оболочках кристаллов облегчают воздействие вторичных процессов, что снижает их геохронологическую информативность.

У кристалла В (см. рис. 99, В) отчетливо проявлено секториальное строение и закономерное распределение первичных включений. Секториальность связана с повышенными концентрациями Y, Fe, отчасти P и U. Это вызвано первичной ксенотимизацией пирамид роста призмы (110), облегчающей, по-видимому, вхождение U и Fe. Включения, обогащенные Si-Al-K и K фазами, часто содержат и нерадиоγενный Pb. Подобные кристаллы обладают пониженной устойчивостью, что может привести к дискордантным возрастным значениям.

Цирконы гранитов ралакиви (см. табл. 15, № 2—4). Это однородные розовые кристаллы с четким идиоморфизмом, создаваемым в основном формами (111) и (110). Удлинение 2,1—2,2; хорошо заметны фигуры роста, осложненные иногда скульптурой

растворения. Встречаются включения различной формы, в том числе с признаками расшнуровки. Весьма характерно зональное строение кристаллов, которое наглядно проявляется и в распределении примесей (рис. 101, см. вкл.). Видно, что внешние зоны (без краевой) обогащены большинством рассматриваемых элементов (включая Hf), что соответствует случаю прямой геохимической зональности, переходящей постепенно в инверсионную. В этом заключается принципиальное отличие данного кристалла от ранее рассмотренных. Особенности распределения Fe не исключают его вторичного вхождения. Следует отметить отсутствие вторичного U, который часто захватывается циркониями при их ожелезнении, с чем связаны представления о приуроченности повышенных концентраций U к электромагнитной фракции. Резкость границ между



Р и с. 103. Изохронные диаграммы для цирконов гранитоидов (1) и нефелиновых сиенитов (2) Бердяушского массива

зонами и их одновозрастность (для I и II зон рассчитанные значения 1350 и 1320 млн. лет) свидетельствуют о высокой сохранности первичного распределения элементов, несмотря на значительную ксенотимовую составляющую и высокие концентрации U и Th в краевых зонах кристалла. Подобные особенности, отмеченные также и у цирконов кварцевых сиенито-диоритов, подтверждают их генетическую преемственность.

Рассмотренные данные показывают, что от цирконов габбро к цирконам гранитов постепенно уменьшается их минералогическая и геохимическая гетерогенность. Соответственно возрастает ценность минерала как геохронометра для датирования конкретного геологического события, в данном случае кристаллизации гранитов. По суммарному Pb время образования всех разновидностей цирконов находится в пределах 1250—1450 млн. лет, причем для цирконов из более кислых пород разброс снижается. В то же время на трещиноватых участках некоторых цирконов из габбро проявляется нарушение возрастной замкнутости, вызванное потерей Pb. Причина этого заключается в неструктурном нахождении части U и соответственно в малой устойчивости радиогенного свинца, обусловленной таким U, к воздействию вторичных процессов. За исключением частных моментов наблюдаемая унаследованность геохимических и минералогических особенностей цирконов от ранних дифференциатов к поздним (от габбро к гранитам) подтверждает их генетическое единство, т.е. принадлежность к породам единой габбро-гранитной серии.

Цирконы нефелиновых сиенитов (рис. 102, см. вкл.) отличаются от всех рассмотренных из Бердяушского массива. Они представлены кристаллами и их обломками довольно крупного размера (0,3—0,5 мм), серого и розового цвета, со всеми стадиями перехода между разноокрашенными частями. Дипирамидальный облик обусловлен формами (111) и (110). Дробление и воздействие метасоматических растворов привели к частичному замещению розовой разновидности I более поздней, серой метамиктной II через промежуточные II п. Низкая устойчивость раннего материала, связана, очевидно, с иной, не автосоматической природой растворов, что допускает и значительный временной разрыв между разновидностями. Причудливые границы разноокрашенного материала прослеживаются по распределению Th и Y, в меньшей мере U и Fe. Равномерное распределение Hf подтверждает появление разновидности II благодаря замещению, а не росту новой генерации. Некоторым "пикам" Th (зона 170—

Т а б л и ц а 17. U-Pb возраст цирконов из пород Бердяшского массива

№ пробы	Фракция, меш	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Возраст, млн. лет, по отношениям		
		U	Pb	204	206	207	208	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
2	2д (нм) + 100	0,0207	0,0823	0,0203	78,249	7,103	14,627	1363	1324	1339
	2а (эм) — 75	0,0192	0,0774	0,0139	77,566	6,943	15,477	1361	1298	1320
3	3д (нм) + 75	0,0148	0,0550	0,0187	78,337	7,115	14,529	1370	1408	1394
	4в (нм) + 100	0,0135	0,0470	0,0440	76,907	7,373	15,670	1361	1460	1428
4	4а (эм) — 75	0,0169	0,0686	0,0202	77,000	7,011	15,970	1369	1280	1312
	6е (нм) + 100	0,0161	0,0459	0,207	71,756	6,482	21,742	1345	1560	1470
6	6 (смесь)	0,0147	0,0557	0,0196	70,569	6,385	23,026	1350	1260	1293
	7д (нм) + 75	0,0096	0,0345	0,0385	68,789	6,556	24,160	1370	1284	1313
7	10г (нм) + 75	0,0119	0,0560	0,0179	69,082	6,231	24,669	1350	1012	1125
	14в (эм)	0,2890	0,0782	0,1800	56,803	6,861	36,155	1086	1008	1033
	14б (нм)	0,0970	0,0265	0,1320	69,318	7,722	22,827	1302	1246	1268

П р и м е ч а н и е. Поправка: 16,48–15,50; $\lambda_{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

Номера проб и породы соответствуют данным табл. 15; нм — немагнитная, эм — электромагнитная фракции.

Т а б л и ц а 18. Средний химический состав (в %) пород Бердяшского массива

Порода	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Габбро	8	46,29	2,27	13,45	4,76	8,88	0,19	6,20	9,77	2,60	1,00	0,29	2,77	—	—	98,50
Сиенито-диориты	3	56,25	1,96	13,58	3,18	7,30	0,15	3,45	5,31	3,97	2,60	0,315	1,53	—	—	99,50
Кварцевые сиенито-диориты	25	62,05	1,00	14,88	2,14	4,54	0,96	1,47	3,14	4,30	4,24	0,25	1,05	0,07	1,15	99,36
Граносиениты	9	70,04	0,48	13,15	1,56	2,49	0,04	0,29	1,38	3,80	4,068	0,06	0,79	0,26	1,1	99,46
Граниты	21	73,48	0,31	12,08	0,92	1,96	0,03	0,41	1,13	3,61	4,92	0,06	0,75	0,90	1,17	99,64
Нефелитовые сиениты																
меланократовые	11	56,92	0,46	18,93	2,20	4,21	0,12	1,31	2,69	7,06	4,09	0,31	1,31	0,18	1,33	99,54
лейкократовые	6	58,69	0,18	20,10	1,90	2,74	0,06	0,50	1,48	7,97	4,87	0,14	1,06	0,43	1,18	99,65

180 мкм) не отвечает соответствующее увеличение Pb, т.е. геохронологическая система имеет признаки нарушения. Серый цирконовый материал характеризуется повышенной электромагнитностью, что и было использовано для его концентрирования.

Возраст описанных цирконов определен U-Pb методом. Предварительно пробы делили на фракции по размерам и электромагнитной восприимчивости. Для трех проб выполнены независимые возрастные определения для крупной неэлектромагнитной и мелкой электромагнитной фракций. Последняя часто обогащена U, что дает возможность рассчитать изохронный возраст для отдельной пробы.

После удаления посторонних минералов навески циркона кипятили по 10 мин попеременно в HCl и HNO₃ (1:1). Разделение и выделение U и Pb для изотопного анализа осуществляли по совмещенной методике; измерения проводили методом изотопного разбавления с точностью ±1% на масс-спектрометре TSN-206. Точность определения радиогенных изотопов свинца составляла 0,15%. Холостое загрязнение при анализе навески минерала 20 мг не превышало 20 нг свинца.

В табл. 17 и на рис. 103 представлены полученные результаты. Сходимость возраста по всем отношениям высокая (максимальные отклонения составляют всего 20%). Более высокие значения возраста по U-Pb отношениям во фракциях 3д и 6е пр. 3 и 6 могут быть вызваны потерей некоторой доли U из обогащенных этим элементом поверхностных слоев при более продолжительном (до 30 мин) кипячении обеих проб в кислотах. Признаков потери U в природных условиях у этих проб не установлено. Отсутствие высоких концентраций U в мелкой электромагнитной фракции (фракция 2а) согласуется с данными микрозондовых исследований, показавших отсутствие вторичного U в "ожеженных" цирконах. Соответственно высокая конкордантность возрастных определений фракции 2д подтверждает сохранность первичного распределения примесей в зональных кристаллах, а также отсутствие влияния метамиктности (в рассматриваемом примере она пропорциональна содержанию U и Th и составляет 31,6%) на дискордантность возрастов по различным отношениям. Сложная природа геохимической гетерогенности и нарушения замкнутости возрастной системы цирконов габбро нашли отражение и в изотопных данных, разброс которых вызван потерей свинца.

Значения возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ колеблются от 1346 до 1370 млн. лет в цирконах гранитоидов и от 1086 до 1302 млн. лет в цирконах нефелиновых сиенитов. Различия датировок фракций нефелиновых сиенитов при высокой внутренней сходимости подтверждают вывод о их генетической независимости. На графике в системе координат $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (см. рис. 103) все пробы гранитоидов удовлетворяют единой изохроне. Возраст по ее верхнему пересечению с конкордией, рассчитанный методом наименьших квадратов, составляет 1354 ± 20 млн. лет. Нижнее пересечение в пределах ошибки соответствует нулевому значению возраста. Возраст цирконов нефелиновых сиенитов практически совпадает с "верхним" значением.

Таким образом, по данным исследований цирконов, возраст всех пород габбро-гранитной серии и нефелиновых сиенитов Бердяшского плутона оценивается в 1354 ± 20 млн. лет.

Результаты, полученные тремя независимыми методами по различным породам и минералам, оказались близкими. Это позволяет в качестве возраста Бердяшского массива принять максимальное значение, т.е. 1354 ± 10 млн. лет. Метасоматические процессы, с которыми связана перекристаллизация ("омоложение") пород и минералов, проявлялись неоднократно и в течение длительного интервала времени (500–600 млн. лет) после образования массива.

В основу рассмотрения состава и происхождения пород Бердяшского массива положены результаты более 80 новых анализов породообразующих и редких элементов в породах и минералах [60], а также некоторые данные из опубликованных работ. Для проб, использованных при определениях возраста, часть анализов приведена в табл. 15; средние составы пород отражены в табл. 18.

Габбро-гранитная серия включает горные породы, которые по содержанию SiO₂ (в %) образуют дискретные совокупности: габброиды — 45–50, сиенито-диориты — 56–58, кварцевые сиенито-диориты — 60–65, граносиениты и граниты — 69–75. Все они хорошо обособляются на гистограмме (рис. 104) и вариационных диаграммах (рис. 105). В целом габбро Бердяшского массива характеризуется недосыщенностью кремнеземом, присутствием нормативного нефелина, повышенной щелочностью нат-

ривого типа, иногда высоким содержанием Al_2O_3 (до 17,87%). Химический состав бердяушских габброидов позволяет сопоставлять их со щелочными базальтами океанической оливин-базальтовой формации.

Сиенито-диориты являются промежуточными породами между габбро и кварцевыми сиенито-диоритами. Встречаются как насыщенные, так и недосыщенные кремнеземом разновидности. Кварцевые сиенито-диориты — наиболее распространенные породы массива. Они устойчивы по минеральному и химическому составу и максимално приближаются по химизму и гранитам.

Граносиениты и граниты отличаются от кварцевых сиенито-диоритов повышенным количеством кварца, преобладанием биотита над амфиболом. Встречаются крупнозернистые безовоидные граниты типа петерлитов. На вариационных диаграммах (см. рис. 105) хорошо прослеживается геохимическая связь гранитов с предшествующими дифференциатами.

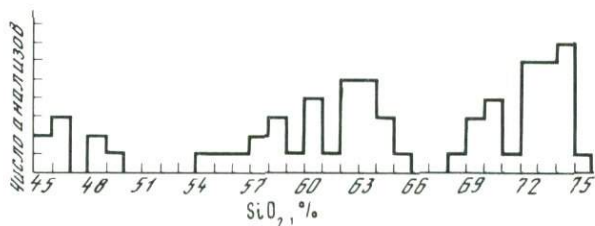
Нефелиновые сиениты массива представляют собой однополевошпатовые породы, в которых клинопироксен представлен эгирин-салитом, а амфибол — высокожелезистым натриевым гастингситом. На вариационных диаграммах нефелиновые сиениты образуют самостоятельную серию, которая может рассматриваться как альтернативная породам габбро-гранитной серии.

В начальный период изучения Бердяушского массива предпочтение отдавалось гипотезе магматической дифференциации от ранних габброидов к наиболее поздним гранитам и далее к производным дифференциации гранитной магмы — нефелиновым сиенитам [29]; при этом не исключалась возможность ассимиляции карбонатитов гранитной магмой.

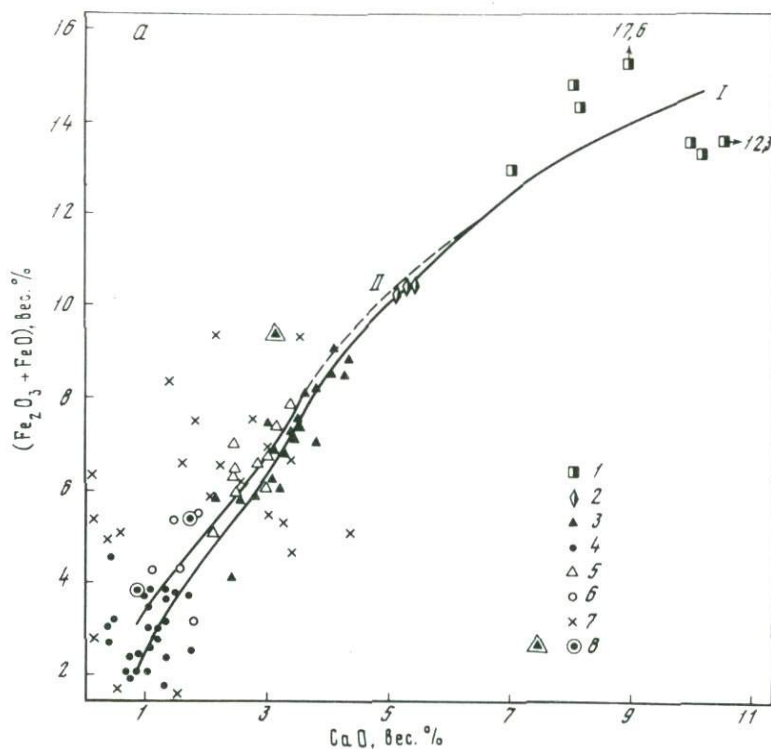
Магматическая дифференциация и в свете новых данных остается определяющей возникновение всех разновидностей пород, взаимоотношения между которыми во многом затушеваны метасоматическими процессами. Вопрос о происхождении пород нефелин-сиенитовой серии сложнее. Рассматривая нефелиновые сиениты как альтернативные аналоги гранитов, мы тем самым предполагаем связь первых с габброидами, т.е. допускаем существование полной габбро-нефелин-сиенитовой серии. Вариационные диаграммы не противоречат такому предположению, а специфика состава габброидов, особенно их недосыщенность кремнеземом, допускает образование из них нефелиновых сиенитов как конечных продуктов дифференциации. Этот вывод подтверждается также отчетливой корреляцией отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ с содержанием CaO в габброидах и нефелиновых сиенитах (рис. 106).

На рис. 107 приведены данные о редкоземельной специализации цирконов и апатитов из пород Бердяушского массива. Учитывая гетерогенное строение и переменный состав цирконов, фракции анализировали как по размерам кристаллов, так и по степени электромагнитности. Хотя вариации составов этих фракций значительные, они все-таки перекрываются влиянием состава породы (SiO_2). В этом проявляется генеральное влияние кристаллизационной дифференциации, заключающееся в постоянном концентрировании РЗЭ и усложнении спектра по мере возрастания в породах содержания кремнезема и щелочей. Как по цирконам, так и по апатитам просматривается генетическое единство сравниваемых пород, включая и нефелиновые сиениты. Характер распределения РЗЭ в минералах близок типичному для других гранитоидов габбро-гранитного формационного типа, подтверждая при этом и гипабиссальные условия становления массива.

Как известно [39], первичная магма при нормальных условиях дифференциации вследствие температурного барьера не может дать одновременно две производные, отвечающие толеитовому и щелочному расплавам. Однако при давлениях более 20 кбар в присутствии воды температурный барьер может быть преодолен, что дает возможность исходной магме эволюционировать от оливиновых базальтов, остаточный расплав которых отвечает нефелинсодержащим породам, до толеитовых базальтов, которые могут дифференцировать до гранитов [105]. Другими словами, появление нефелиновых сиенитов предполагает длительную дифференциацию щелочной базальтовой магмы задолго до внедрения. Как следует из рис. 108, габброиды Бердяушского массива сами образуют дифференцированную серию пород, которая в общем виде соответствует основной тенденции дифференциации щелочного базальтового расплава [157] от пород, богатых MgO , к обогащенным железом производным и конечным продуктам с высокими содержаниями щелочей и кремнезема.



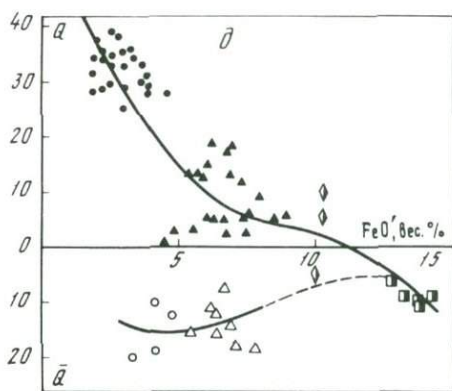
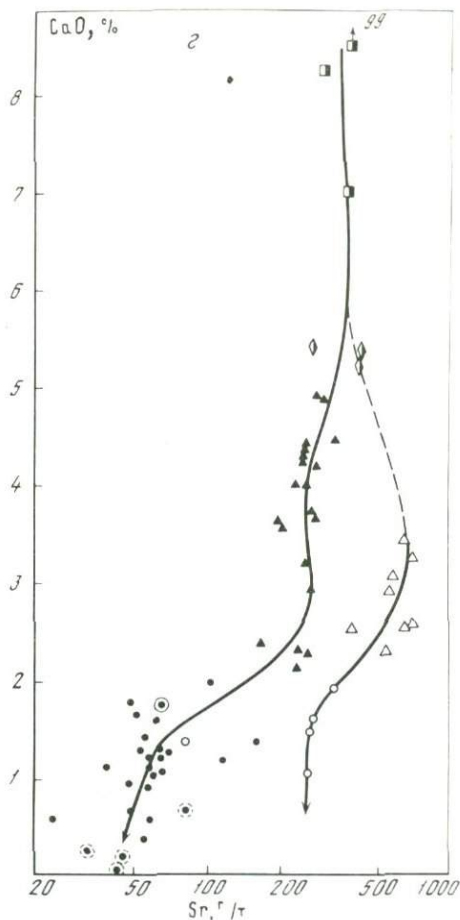
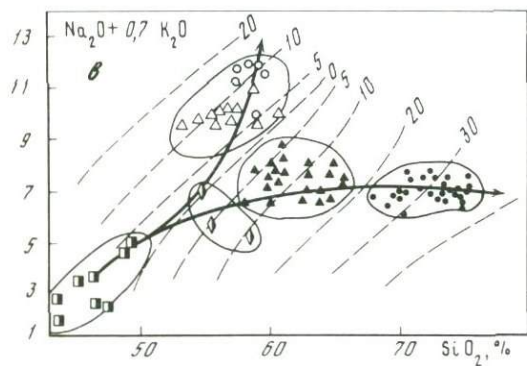
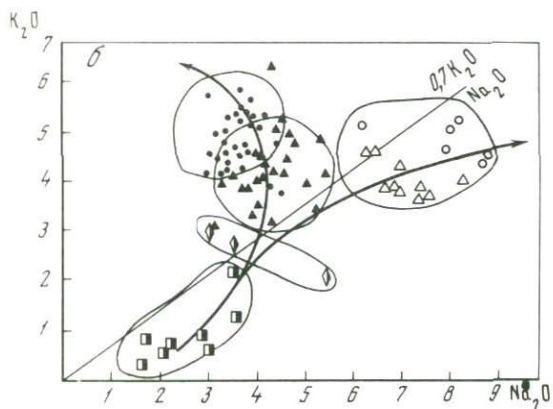
Р и с. 104. Распределение кремнезема в породах габбро-гранитной серии Бердяушского массива



Р и с. 105

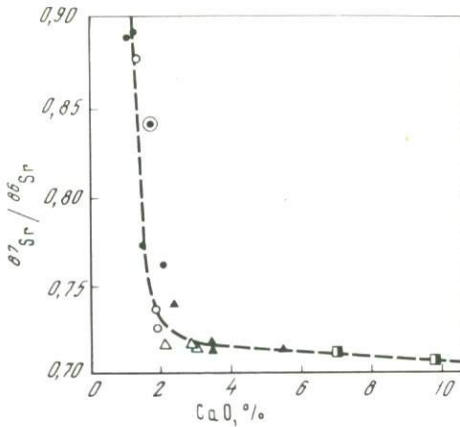
На тройных диаграммах [16, 17] хорошо заметно (рис. 109), что эволюция бердяушских габбро от ранних членов, отвечающих оливиновому базальту (обр. XII из [29]), до обогащенной щелочами и кремнеземом разновидности (см. табл. 15, № 10) идет вблизи плоскости критической недосыщенности с увеличением содержания кремнезема и щелочей. Остаточный расплав, образовавшийся в ходе дифференциации, также расположен вблизи этой плоскости, но уже представлен двумя дискретными группами нефелиновых сиенитов, отмеченных выше. Весьма показательным, что развитие щелочной серии пород сопровождается увеличением содержания глинозема, тогда как толеитовая (гранитоидная) ветвь им обедняется (см. рис. 109). Рассмотренные особенности нефелиновых сиенитов позволяют отнести их к остаточным, комплементарным по отношению к ранним меланократовым дифференциатам, которым в пределах Бердяушского массива отвечают оливинсодержащие габброиды.

Вопрос о первичном источнике различных пород Бердяушского массива решается сопоставлением отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и SiO_2 (рис. 110; см. табл. 16). Заметно незакономерное и очень резкое возрастание отношений в наиболее кислых образованиях и метасоматитах габбро-гранитной серии. В то же время для пород основной части дифференционной серии (без заключительных, неравновесных и автометасоматически-



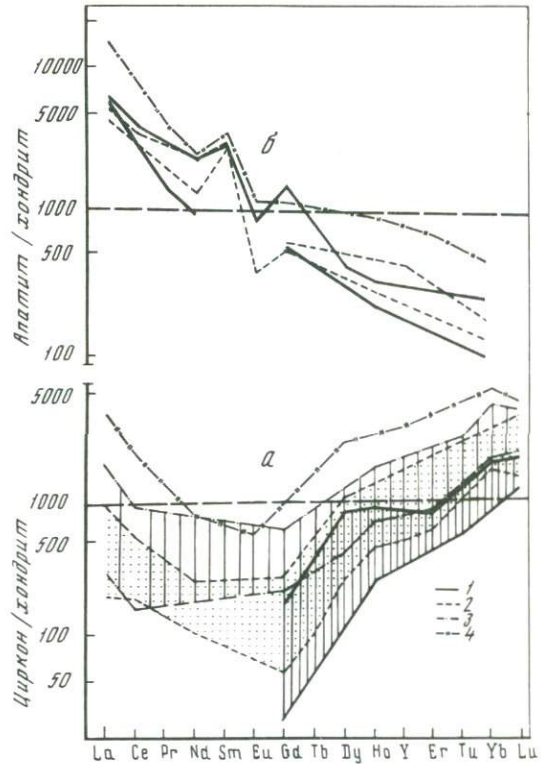
Р и с. 105. Вариационные диаграммы для пород Бердяушского массива

1 — габбро; 2 — сиенито-диориты; 3 — кварцевые сиенито-диориты; 4 — граниты, граносиениты; 5, 6 — нефелиновые сиениты: 5 — лейкократовые, 6 — меланократовые; 7 — метасоматиты, сиениты; 8 — автолиты; серии: I — габбро-гранитная, II — нефелин-сиенитовая; $FeO' = FeO + 0,9 Fe_2O_3$



Р и с. 106. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от CaO для пород Бердяушского массива
Условные обозначения те же, что и на рис. 105

Р и с. 107. РЗЭ в цирконах (а) и апатитах (б) из пород Бердяушского массива
1 — габбро, габбро-диориты; 2 — сиени-то-диориты; 3 — тоналиты; 4 — нефелиновые сиениты; для цирконов 1-3 — пределы колебаний, для цирконов 4 и апатитов — анализы отдельных проб



измененных образований) наблюдается отчетливая корреляция (см. табл. 15, № 3-10), которая удовлетворительно описывается уравнением

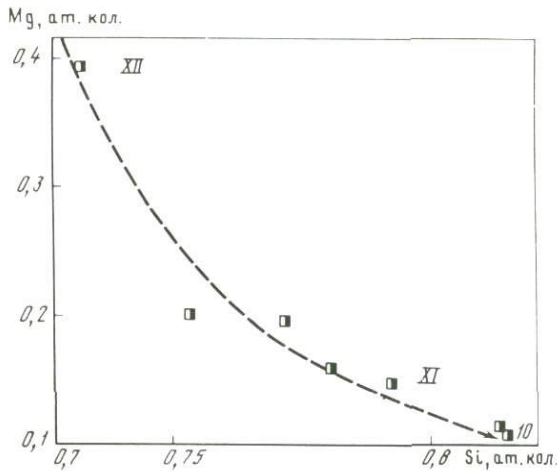
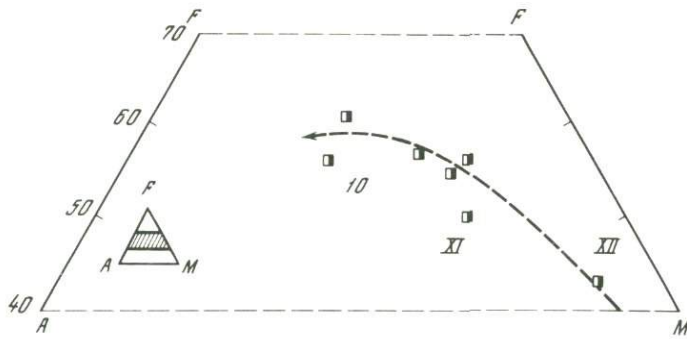
$$y = a + b/x + c \lg(1/x),$$

где $y = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (ат. отн.); $x = \text{SiO}_2$ (в %); $a = 8103,27$; $b = 8433,44$; $c = 25716,31$. При величине первичного отношения изотопов стронция 0,7034 содержание SiO_2 в исходном расплаве равно 42,95%. Так, снова в качестве родоначальной для массива породы выступает оливиновое габбро (обр. XII из [29]), содержание SiO_2 в котором (43,7%) удовлетворительно соответствует полученному значению.

Итак, на основании рассмотренных данных мы приходим к выводу о генетической связи гранитов и нефелиновых сиенитов с первичной магмой (близкой по составу оливиновому габбро), длительная дифференциация которой в глубинных условиях (при давлениях свыше 20 кбар) обусловила появление всех разновидностей пород Бердяушского массива, включая и габброиды. Со щелочной (более глубинной) ветвью дифференциации расплава связано возникновение габбро-нефелин-сиенитовой серии, с толеитовой (остаточной, менее глубинной) — габбро-гранитной. Вопрос о природе первичного (примитивного, исходного) расплава (мантийная порода, рестит или выплавка из нее) остается открытым.

Петрологическая основа происхождения Бердяушского массива необходима для того, чтобы показать отсутствие каких-либо процессов, вызывающих "омоложение" [100] возраста уральских рапакиви. Поскольку для датирования были использованы минералы и породы, отвечающие нормальным магматическим дифференциатам, сохранившим первичные минеральные парагенезисы, постольку их возраст соответствует времени кристаллизации.

Подтверждением петрологического вывода служат данные по Гардарскому комплексу щелочной провинции Юго-Западной Гренландии [3]. В пределах этого комплекса оливиновые базальты через серию промежуточных разновидностей постепенно переходят в



Р и с. 108. Эволюция габброидов Бердяушского массива
Обр. 10 — см. табл. 15, обр. XI, XII — [29]; А — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F — $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$;
M — MgO

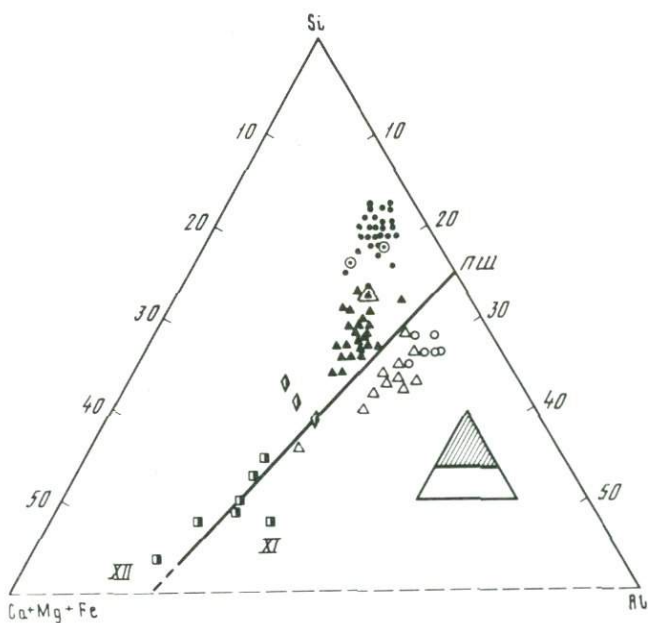
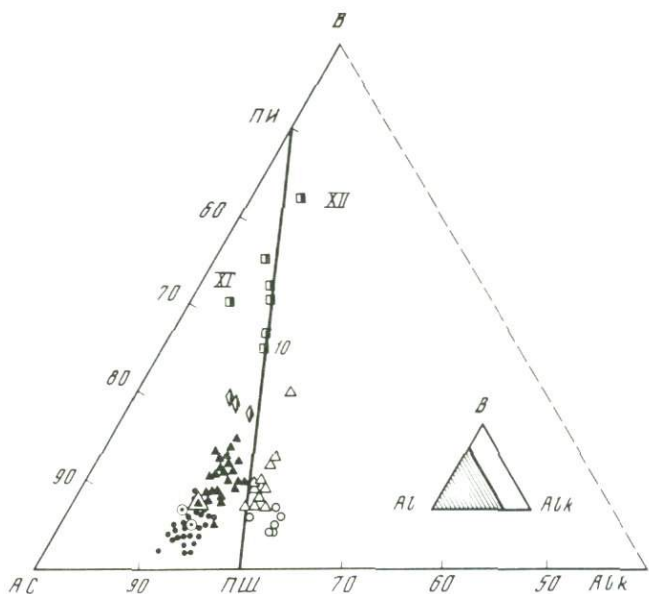
фонолиты и риолиты. Совмещая точки пород Бердяушского массива с границами пород Гардарского комплекса (рис. 111), можно видеть повторение ситуации в "интрузивном" варианте при некотором дефиците щелочей и отсутствии крайних нефелинсодержащих образований.

Первичные отношения изотопов стронция, рассчитанные для обеих серий Бердяушского массива, указывают на отсутствие ассимиляции сиалического материала. В то же время растворы, с которыми связаны метасоматические, более поздние изменения пород, могли участвовать в обменных реакциях с породами фундамента, через которые они проходили. Низкое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7034 \pm 7$) в породах массива также указывает на генетическую связь гранитов и нефелиновых сиенитов с базальтовой (габбровой) магмой.

Стратиграфические выводы, следующие из полученной вновь датировки Бердяушского массива (1354 ± 10 млн. лет), более конкретны и определены: верхняя граница нижнего рифея не может опускаться ниже этого значения. Новые данные, хотя окончательно и не решают проблему с нижней границей бурзяния, но зато сохраняют вышележащую часть разреза уральского рифея на прежнем, стратиграфически и геологически обоснованном уровне.

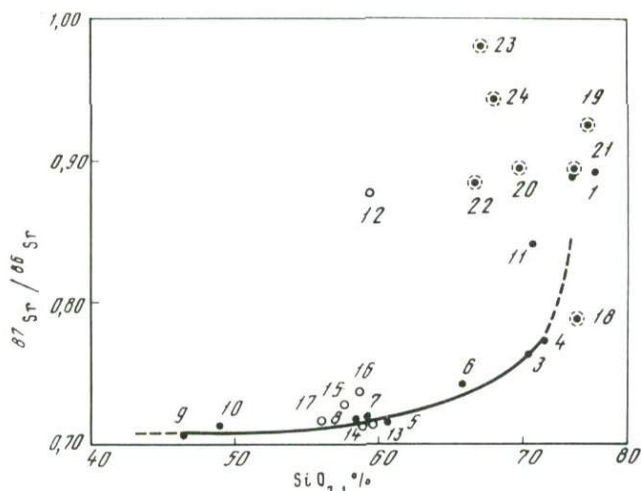
Окончательное решение проблемы о границе нижнего—среднего рифея на уральском материале зависит от получения достоверной датировки вулканитов машакской свиты юрматиния.

Возраст машакской свиты и установление границы нижнего—среднего рифея. Геохронологические границы юрматиния определены как 1400 ± 50 и 1050 ± 50 млн. лет. В стратотипическом разрезе ему соответствует юрматинская серия, которая расположена



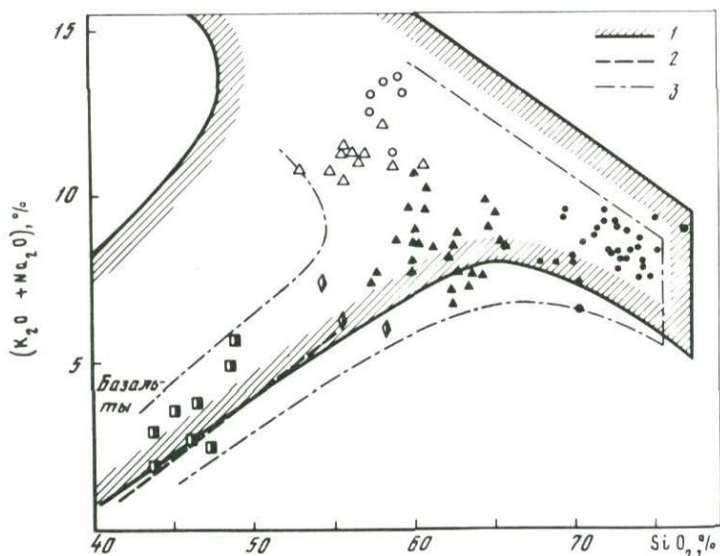
Р и с. 109. Петрохимическая диаграмма пород Бердяушского массива
 ПИ-ПШ — плоскость критической недосыщенности кремнеземом [16, 17];
 AC — Si + Al; B — Ca + Mg + Fe; A/Lk — K + Na

с перерывом и угловым несогласием на бурзянской и включает четыре свиты — машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую. Возрастные границы юрматинской серии в основном определены по датировкам ниже- и вышележащих толщ. При установлении нижнего рубежа в первую очередь используются данные по Бердяушскому массиву. Вопрос о его верхней границе решается с привлечением датировок глауконитов из вышележащей зильмердакской свиты (около 1 млрд. лет) каратауской



Р и с. 110. Зависимость отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержания SiO_2 в породах Бердяушского массива

Условные обозначения те же, что и на рис. 94

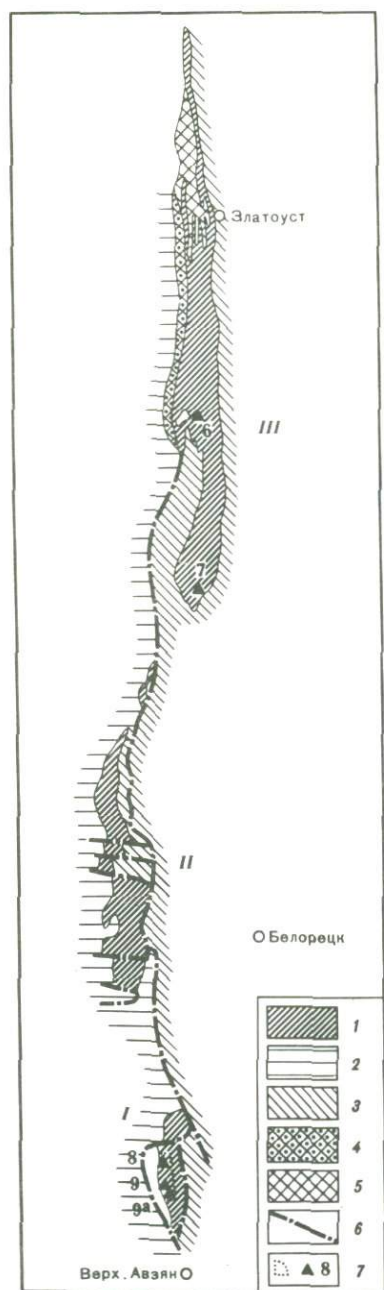


Р и с. 111. Эволюция гранитоидов Гардарского (1) [3] и Бердяушского (3) массивов

Условные обозначения те же, что и на рис. 105; 2 — линия раздела щелочных и толеитовых базальтов [7]

серии, в которой также были обнаружены ($\alpha\text{-Pb}$ методом) цирконы с возрастом 1150 млн. лет. Для авзянской свиты имеется одно определение глауконита — 1225 млн. лет. Характеристика машакской свиты весьма неопределенна: по данным К-Аг метода разброс значений составляет 320—730 млн. лет, и лишь одно определение дает 1290 млн. лет. Более подробная информация о геохронологических проблемах датирования юрматинской серии приведена М.А. Гаррис [22].

Эффузивы машакской свиты — единственные магматические образования, которые могут быть использованы непосредственно для установления нижней границы юрматиния. Проведенные минералого-геохимические и геохронологические исследования были направлены на решение этого вопроса.



Р и с. 112. Схема распространения машакской свиты

1 — машакская свита, зоны: I — шатакская, II — машакская, III — кувашкая; 2, 3 — бакальская, зигальгинская свиты; 4, 5 — Рябиновский, Губенский массивы гранитоидов; 6 — тектонические нарушения; 7 — площади и точки отбора проб для датирования

Полный разрез машакской свиты впервые изучен А.И. Ивановым на хребте Машак. Аналогичные образования на хребте Шатак под названием "шатакская свита" описаны К.А. Львовым, а в северной части Башкирского антиклинория как кувашкая свита — М.И. Гаранем. Обзор данных по машакской свите, сделанный В.П. Парначевым [87], показал, что породные ассоциации свиты и ее аналогов очень слабо изучены, и это служит основанием для самых противоречивых выводов о их возрасте и условиях формирования.

Вулканогенно-осадочные образования среднего рифея (машакская свита и ее аналоги) (рис. 112) на современном эрозионном фоне локализуются в узких грабеннообразных структурах. В составе свиты распространены переслаивающиеся терригенные и вулканогенные породы, которые расчленяются на отдельные толщи и подсвиты.

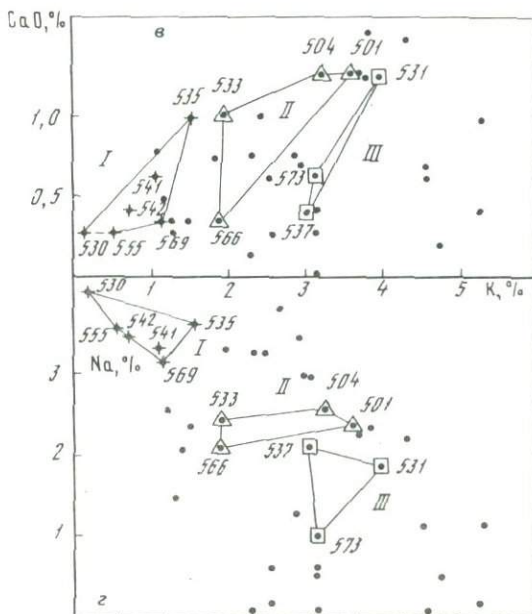
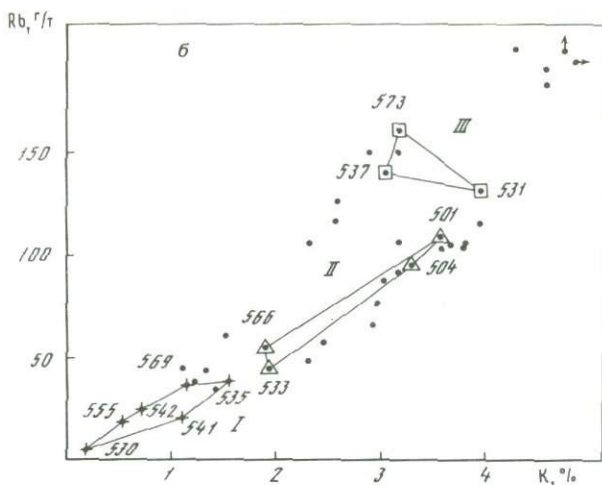
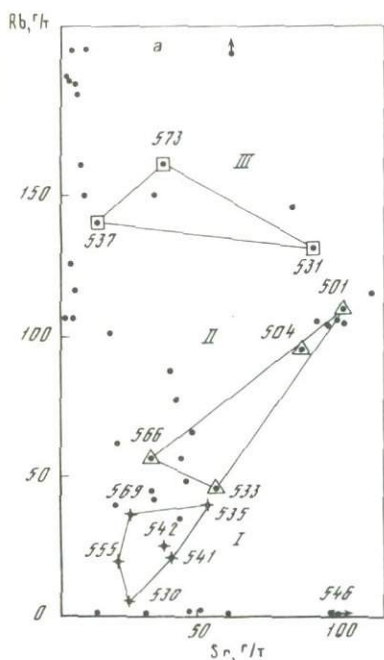
Вулканогенные образования машакской свиты подставлены базальтами и липаритами. Первые метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, но отличаются хорошо сохранившимися микроструктурами. Кислые вулканиты проявляются в покровной и других фациях, встречаются шаровые лавы и вариолиты; сложены они кварцем, полевым шпатом, серицитом, иногда биотитом, хлоритом. Преобладание K_2O над Na_2O (в 1,5–1,7 раза) обусловлено метасоматическими преобразованиями.

В пределах шатакской зоны вулканиты слагают согласные покровные и субвулканитические тела, переслаивающиеся с осадочными породами. Базальты идентичны машакским. Липариты, липарито-дациты слагают в нижней части разреза стратиграфически выдержанный горизонт мощностью до 200 м.

Кувашские вулканиты считаются аналогами машакских, но в них преобладают различные порфиroidы, серицит-кварцевые сланцы, порфиритоиды; возрастает и степень метаморфического преобразования пород. По направлению с юго-запада на северо-восток порфиroidы постепенно сменяются различными сланцами и гнейсами, а на западе они образуют единую комагматическую серию с гранитами Рябиновского массива [49].

Суммарная мощность образований машакской свиты в шатакской зоне достигает 3200 м. Вулканогенные образования относятся к контрастной липарит-базальтовой формации, а магматизм отличается повышенной дифференциацией.

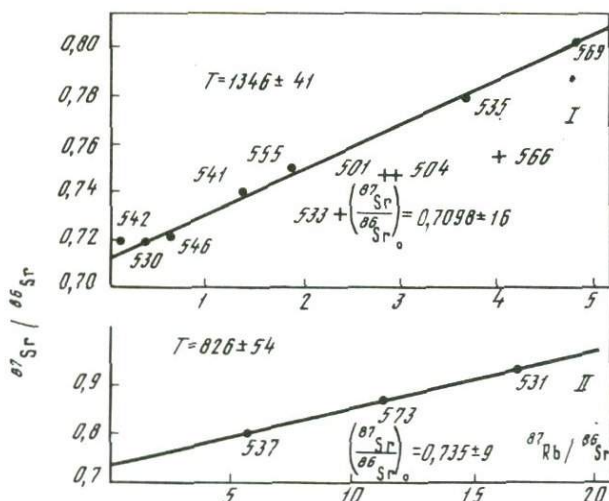
Как отмечалось выше, датирование эффузивов машакской свиты К-Аг методом оказалось малоэффективным. Попытка определить их возраст с помощью Rb-Sr метода [140] привела к получению заниженных значений возраста (530–745 млн. лет), что объяснялось влиянием серицитизации.



Р и с. 113. Вариационная диаграмма для проб машакской свиты I—III — группы пород с различной степенью серицитизации

Наиболее интересные результаты были получены для дацитов и липарито-дацитов машакской свиты из шатакской зоны. Все отобранные образцы оказались в различной мере серицитизированы, окварцованы, хлоритизированы. Серицитизация сопровождается заметным повышением содержания К, Rb, отчасти Ca и снижением Na. При окварцевании наблюдается резкое уменьшение количества Na, иногда Sr. Отмеченные особенности просматриваются на диаграммах (рис. 113), отражающих вариации составов исследованных проб. Увеличение содержания К сопровождается "рубидизацией" (см. рис. 113, а), и это приводит к увеличению Rb/Sr (см. рис. 113, б). Наименьшими вторичными изменениями характеризуются образцы с повышенным содержанием Na (см. рис. 113, в), т.е. они ближе соответствуют геохронологической системе с первичным распределением Rb и Sr. Поведение Ca сравнительно инертно, хотя иногда просматривается его рост одновременно с К и Rb (см. рис. 113, з).

Такой предварительный анализ позволил отобрать материал для датирования Rb-Sr



Р и с. 114. Эволюционная диаграмма для эффузивов машакской свиты I, II — минимально и существенно измененные; номера проб — см. табл. 19

методом. Все образцы разделены на три группы: наиболее сохранившиеся (I), значительно серицитизированные (III) и промежуточные (II) (см. рис. 113).

В табл. 19 и на рис. 114 представлены полученные результаты. Все исследованные пробы по составу отвечают липарито-дацитам (69–75% SiO₂), причем в группе I (см. рис. 113, в) обособились образцы с отчетливым “натриевым” уклоном (Na/K > 1).

Аналитические данные для группы I были обчислены как отвечающие единой возрастной системе; веса точек вычислялись по результатам параллельных измерений. Интерпретация данных статистического анализа предполагает выбор модели IV, допускающей слабые вариации возрастов и первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в исследованных образцах.

Возраст эффузивов машакской свиты (шатакской зоны) по данным Rb-Sr изохронного метода оказался равным 1346 ± 41 млн. лет, а величина первичного отношения

Т а б л и ц а 19. Rb-Sr возраст пород эффузивов машакской свиты

№ пробы	Группа пород	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Параметры модели и возраст				
				модель	возраст, млн. лет	“первичное” отношение ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	СКВО	величина и знак параметра модели
542	I	0,2182	0,7193	I	1317 ± 15	0,7126 ± 5	16,452	—
530		0,3186	0,7182	II	1241 ± 83	0,7146 ± 10	1,000	-0,01234
546		0,623	0,7208	III	1358 ± 18	0,7127 ± 18	1,000	+0,01259
547		1,3958	0,7396	IV	1346 ± 41	0,7098 ± 16	1,000	+0,00002
555		1,8922	0,7492					
535		3,6771	0,7782					
569	4,8216	0,8092						
533	II	2,3937	0,7313					
501		2,8752	0,7476					
504		2,9229	0,7477					
566		4,0281	0,7562					
537	III	5,6830	0,8001					
537		11,3121	0,8740					
531		16,8150	0,9314					

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7098 \pm 16$. Для группы II пород добавка вторичного Rb при серицитизации сместила все точки "вправо" от изохронной линии. Образцы группы III (см. рис. 114, II) испытали значительную перекристаллизацию и оказались, по существу, "новообразованными" с возрастом 826 ± 54 млн. лет. Это значение совпадает с большинством датировок K-Ar методом, а также близко времени метасоматических изменений Бердяшского массива (750 млн. лет). По-видимому, на западном склоне Урала в каратаускую эпоху наблюдалась активизация тектоно-магматических процессов. Метасоматические растворы, связанные с ними, привели к существенному искажению "геохронологических" систем вулканогенно-осадочных комплексов, затруднив оценку их истинного возраста радиологическими методами. Высокое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,735) отражает "сиалическую" природу растворов. Кроме того, это отношение для эффузивов группы I (0,7098) значительно выше, чем у гранитоидов Бердяшского массива (0,7034). Отсюда следует вывод о более высоком уровне зарождения базальт-липаритовых расплавов машакской свиты по сравнению с первичной магмой бердяшских габбро-гранитной и нефелин-сиенитовой серий.

Для датирования U-Pb методом отобрано пять проб эффузивов из шатакской и куващской зон (см. рис. 112). Содержание циркона в них оказалось ничтожным: при дроблении 600–1000 кг удавалось выделить всего 30–60 мг концентрата, который доводился вручную. Попытка получить монофракцию циркона из машакской зоны оказалась безрезультатной: при дроблении трех проб общим весом около 1500 кг суммарная навеска концентрата составляла всего 40 мг.

Цирконы из порфиров куващской свиты детально описаны ранее [49]. Было отмечено, что в неизменных разностях пород встречаются лишь единичные кристаллы в виде включений во вкраплениях плагиоклаза. Метасоматическая проработка способствует росту более поздней разновидности этого минерала.

Общее представление о цирконах машакских эффузивов дает рис. 115, 1 (см. вкл.). Форма кристаллов разнообразна, но преобладают грани (111), (110) и (100), удлинение 2–2,5, иногда достигает 5–6. Распространены кристаллы искаженного облика и с признаками асимметричного роста. Ранние разновидности — прозрачные, поздние — замутненные. Среди специфических признаков необходимо отметить различные варианты зональности, которая может "исчезать" при новом росте. Некоторые кристаллы представляют сростки нескольких генераций (см. рис. 115, 2, 3). Обильны включения, расположение которых по зонам или пирамидам роста свидетельствует о их первичной природе. Встречаются включения — полости с различной степенью заполнения и крупные твердофазные включения. Игольчатые включения редки. Вторичные включения приурочены к залеченным трещинам или проявляются в виде специфических "цепочек" полос (пузырьков), образование которых связано с "перекристаллизацией" трещин (см. рис. 115, 4). В целом раздробленные и испытавшие перекристаллизацию кристаллы характеризуются сложной формой с округленными очертаниями и замутненностью. Отмечается и самая поздняя разновидность в виде образований на деформированных кристаллах (см. рис. 115, 5). В полированных срезах хорошо заметны форма, распространение и твердофазная природа включений (см. рис. 115, 6, 7), большая часть которых выполнены раскристаллизованным расплавом.

Отмеченные признаки в большей степени характерны для цирконов гипабиссальных гранитоидов, чем для типичных цирконов вулканитов. По-видимому, среди эффузивов машакской свиты имеются разности, которые по условиям формирования должны быть отнесены к субинтрузивным фациям, способным образовывать типичные интрузивные (секущие) контакты с вмещающими породами.

Микрозондовые исследования позволяют оценить геохимическую гетерогенность цирконов, связанную прежде всего с включениями (см. рис. 115, А), особенно распространенных в пр. 8 (см. рис. 112; табл. 20). Хорошо заметна приуроченность включений к пирамидам роста граней (111), их расплавный и существенно "кислый" состав без признаков микродифференциации, что ближе отвечает эффузивной природе вулканитов. Обогащение включений К неизбежно ведет к добавке нерадиогенного Pb. Хотя во включениях U и Pb выделяются "провалами" по сравнению с цирконовой фазой, их разубоживающее влияние на U сказывается в большей мере, чем на Pb, что способствует получению дискорданных возрастных значений. Вторая особенность (см. рис. 115, Б и 116, а) обусловлена резко различным содержанием примесей в последовательных зонах, которые соответствуют различным генерациям (случай прямой геохимической

Т а б л и ц а 20. U-Pb возраст цирконов из липарито-дацитов машакской свиты

№ пробы	Содержание, %		Изотопный состав свинца				Возраст по отношениям, млн. лет		
	U	Pb	204	206	207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$
<i>Кувашская зона</i>									
6	0,0191	0,0039	0,210	73,093	9,251	17,346	1344	1008	1118
7	0,0322	0,0081	0,108	72,310	7,723	19,853	1334	1210	1256
<i>Шатакская зона</i>									
8	0,0188	0,0034	0,055	76,057	7,365	16,523	1350	944	1070
9	0,0199	0,0034	0,043	76,107	7,289	16,561	1380	902	1050
9а	0,0264	0,0033	0,120	75,413	7,773	16,683	1210	654	790

Примечание. Поправка: 16,45–15,50.

зональности). При общей корреляции между U, Th, Pb и Fe заметны признаки нарушения первичного распределения. Краевая часть кристалла характеризуется повышениями содержаний U, Th, Y при весьма неравномерном распределении в участках повышенной пористости. Такая ситуация могла возникнуть при метасоматической перекристаллизации циркона, с которой связано усложнение распределения примесей (часть выщелочена, часть сорбирована порами). Показательно, что отношение Pb/(U + Th) в таких участках может понижаться (зона 120–140 мкм), т.е. система становится геохронологически "открытой" благодаря потерям Pb. Отмеченные особенности наиболее проявлены у цирконов из пр. 9 и 9а (см. табл. 21).

У цирконов эффузивов кувашской зоны (пр. 7) геохимическая гетерогенность также связана с неравномерным (зональным) первичным распределением примесей (см. рис. 115, B, 116, б). Наиболее четко это проявляется для U с явной асимметрией для Th, Hf и Fe, с инверсией и отдельными ритмами для Y и P (профильная съемка). Максимальные концентрации Fe (более 0,7%) приурочены к включениям (трещинам). Признаков перераспределения примесей не заметно, т.е. геохронологическая информативность пробы по сравнению с рассмотренными значительно выше. Специфику цирконов пр. 6 создают первичные и вторичные включения. У некоторых кристаллов при дроблении возникли полости (расслоение) между ранней и поздней генерациями, которые заполнены расплавом Si-Al-K состава. В первичных включениях, помимо отмеченных элементов, существенное значение приобретает Ca, P и Fe, а также признаки микродифференциации. Объем первичных включений значителен, т.е. с ними могут быть связаны нарушения изотопных возрастных соотношений.

Результаты определения возраста цирконов приведены в табл. 20 и на рис. 117. Четыре пробы отвечают изохронной зависимости с современным выносом и возрастом 1350 ± 30 млн. лет. Распределение проб на изохроне хорошо согласуется с особенностями их геохимической гетерогенности, что позволяет уверенно интерпретировать эту датировку как возраст образования машакских эффузивов.

Аномальное расположение пр. 9а связано с интенсивной перекристаллизацией, признаки которой отмечались по данным микрозондирования.

На основании данных, полученных Rb-Sr и U-Pb методами, и с учетом максимальных датировок K-Ar методом, возраст эффузивов машакской свиты принимается равным 1348 ± 30 млн. лет.

Полученные реперные датировки машакской свиты юрматиния и Бердяшского массива бурзяния позволяют границу нижнего—среднего рифея установить с высокой долей вероятности на уровне 1350 ± 10 млн. лет. Тем самым стратопическая значимость уральского рифея получает надежную геохронологическую поддержку, исключающую глобальные перестройки как по удревнению, так и по омоложению основных его под-

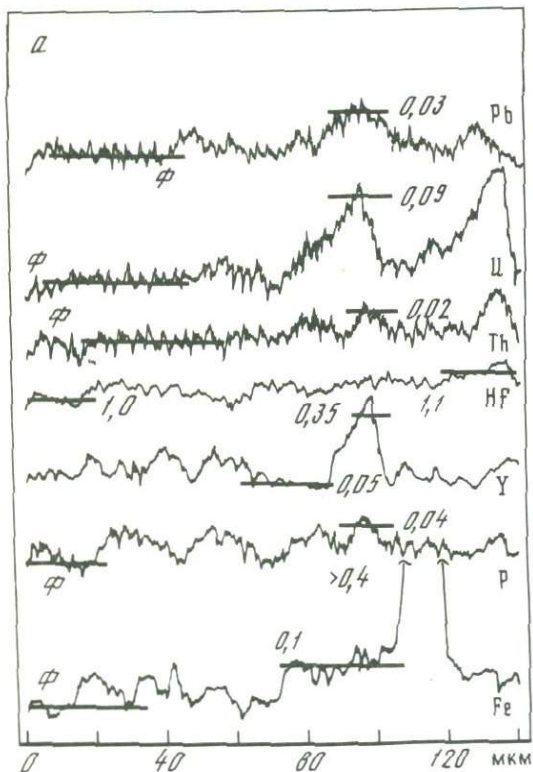


Рис. 116. Состав цирконов эффузивов машакской свиты (а, б — профили съемки, см. рис. 115, Б, В)

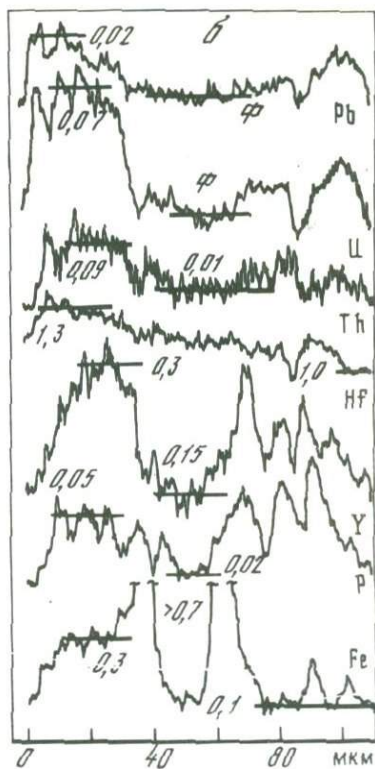
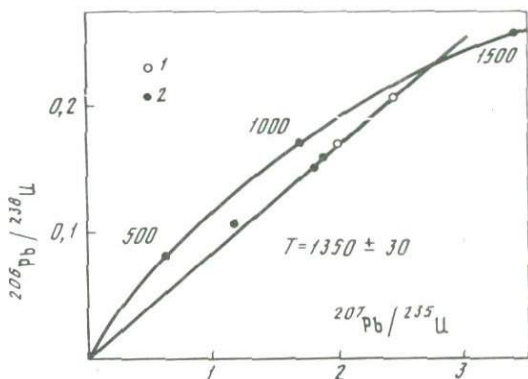


Рис. 117. Изохронная диаграмма для цирконов машакской свиты
1 — кувашская, 2 — шатакская подзоны



разделений. Уточнение радиологических координат границ должно продолжаться всеми возможными возрастными методами.

Цирконы в решении вопросов геохронологии гранитоидов юрматиния. Рябиновский и Губенский массивы гранитоидов находятся в контакте с отложениями машакской свиты (см. рис. 112). О их возрасте и взаимоотношениях с окружающими толщами единого мнения не существует. Суть противоречий и решение некоторых спорных вопросов изложены в работе [49]; некоторые положения необходимо напомнить.

По данным Д.С. Штейнберга и др. [131], рябиновские граниты генетически связаны с Кусинской габбровой интрузией и вместе с порфирами кувашской свиты образуют единый комагматичный базальтоидный комплекс. Губенские гранитоиды более моло-

Т а б л и ц а 21. U-Th-Pb возраст цирконов Рябиновского и Губенского массивов гранитоидов

№ пробы	Характеристика цирконов	Содержание, %		
		U	Th	Pb
<i>Рябиновский массив</i>				
4а	Светло-коричневые, призматические, прозрачные, идиоморфные (разновидность I)	0,033	0,006	0,075
4б	Темно-коричневые, крупные, раздробленные, непрозрачные (разновидность II)	0,062	0,026	0,0152
5а	Бледно-розовые и бесцветные, прозрачные, короткопризматические (разн. I)	0,0067	—	0,0059
<i>Губенский массив</i>				
3а	Розовые, прозрачные, изометричные, с округлыми гранями (ранние)	0,028	0,015	0,0045
3б	Коричневые, непрозрачные, идиоморфные (поздние)	0,085	0,034	0,01

Примечание. Поправка: 16,48—15,60—35,92.

дые, они метаморфизируют породы этого комплекса. Было также подчеркнуто, что указанные магматиты типичны для платформенных условий. В работах других исследователей развивались взгляды о метасоматической природе гранитоидов обоих массивов; высказывались мнения и о более молодом (500—600 млн. лет) возрасте интрузий Кусинской группы.

Граниты Рябиновского массива — темные, буровато-серые, в различной степени катаклизированные породы. Их отличительная особенность — микропегматитовая структура. Главные породообразующие минералы представлены олигоклазом № 15—18, микроклин-пертитом, кварцем, биотитом, стильномеланом; встречаются амфибол (гастингсит), эпидот, мусковит. Среди аксессуаров распространены циркон, ортит, апатит, сфен, флюорит, магнетит, лейкоксен.

Цирконы легко подразделяются на две разновидности (I и II), простой облик которых обусловлен развитием форм (111) и (110). Для I разновидности характерны прозрачность, светло-розовая, иногда светло-коричневая окраска, игольчатые включения, небольшие размеры (менее 0,2 мм). Кристаллы разновидности II достигают 10 мм (длиннопризматические), имеют серую с зеленовато-буроватым оттенком окраску, полупрозрачные или непрозрачные, часто встречаются в виде обломков и сростков. Наблюдается обрастание разновидности I материалом II. Поздняя разновидность более "гафниевая" и содержит повышенные количества радиоактивных элементов. Полученные данные позволили сделать вывод о том, что рябиновские граниты могут рассматриваться как представители гипабиссальных массивов габбро-гранитного формационного типа. По данным α -Pb метода, возраст обеих разновидностей цирконов оценивался в 1400 ± 200 млн. лет.

На основании петрологических и геохимических исследований была подтверждена гипотеза об образовании гранитоидов Губенского массива за счет порфириоидов кувашской свиты. Начальным стадиям метаморфизма отвечают мусковитовые гранито-гнейсы, более высокому уровню — биотитовые гранито-гнейсы и самому высокому — биотит-амфиболовые гранито-гнейсы. Последние встречены в виде небольших разрозненных тел (даек?) в центральной и северной частях массива.

Исследованы цирконы всех трех разновидностей гранито-гнейсов. Мусковитовые разновидности содержат мало циркона. Кристаллы неправильной, искаженной формы, с признаками бугоркового обрастания. Встречаются типичные ядра. У кристаллов циркона из биотитовых гранито-гнейсов форма большей частью субидиоморфная, с заметной округлостью. Обильны первичные и вторичные включения, резко варьирует прозрачность.

Изотопный состав свинца				Возраст по отношениям, млн. лет			
204	206	207	208	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{\text{Th}}$
0,099	76,43	8,03	15,44	1380	1172	1236	—
0,131	73,80	7,98	18,09	1300	1210	1230	1710
0,283	67,05	9,75	22,92	1360	2040	1710	—
0,46	59,47	11,54	28,53	1340	700	770	806
0,206	75,22	8,00	16,68	850	610	656	744

Цирконы биотит-амфиболовых гранито-гнейсов имеют короткопризматический облик, идиоморфны, с отчетливой зональностью, прозрачны. По сути дела, это цирконы нормальных магматических пород, без признаков исходного субстрата. По данным α -Pb метода, цирконы мусковитовых и биотитовых разностей гранито-гнейсов имеют возраст до 1200 млн. лет (ранний этап метаморфизма), а амфиболовых — 700—800 млн. лет, что интерпретировалось как второй (поздний) этап метаморфизма. Предполагалось, что во время последнего произошла частичная перекристаллизация ранних цирконов, сопровождаемая их дроблением и возрастанием замутненности.

Исследования цирконов подтвердили вывод об анатектическом происхождении гранито-гнейсов Губенского массива с возрастом более 1200 млн. лет; было высказано предположение о наличии локальных выплавов биотит-амфиболовых разностей спустя 400—500 млн. лет. Интрузивный облик контактов массива обусловлен в основном контрастным составом соприкасающихся пород, которые подвергались метаморфическим преобразованиям. Подробное описание цирконов массива приведено в работе [49].

Результаты определения возраста массивов U-Th-Pb методом приведены в табл. 21. Для обоих массивов он оказался равным 1330 ± 50 млн. лет (новые константы). Для поздней разновидности цирконов Губенского массива получены сходящиеся значения на уровне 790 ± 50 млн. лет, которые подтвердили данные α -Pb метода.

О ВЕРХНЕЙ РАДИОЛОГИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЕ ДОКЕМБРИЯ УРАЛА

Достоверные определения возраста вендских—кембрийских отложений на Урале отсутствуют, что остро ставит вопрос о радиологическом обосновании верхней границы докембрия на Урале. Несмотря на существование различных унифицированных и корреляционных стратиграфических схем, граница между докембрием и фанерозоем на Урале по-прежнему остается неустановленной [84].

Исследованиями цирконов Барангуловского и Троицкого массивов эта задача частично решается. Среди гранитоидов Барангуловского массива выделяются несколько разновидностей, причем все они испытали метасоматическую перекристаллизацию и расланцевание. Возраст массива, по геологическим представлениям, различными исследователями описывается как среднепротерозойский, верхнедокембрийский, силуронинждевонский, среднепалеозойский; датировки K-Ar методом дают интервал 340—420 млн. лет. Стратиграфическое значение гранитоидов обусловлено тем, что они рвут

отложения мазаринской свиты суваякского комплекса. На сводных стратиграфических схемах свита сопоставляется с нижней половиной кудаша и укским уровнем, возраст глауконитов которого составляет 612–676 млн. лет. Выше мазаринской свиты залегает аршинская свита венда, в конгломератах которой присутствуют гальки гранитов, подобных барангуловским.

Граниты массива представлены двуполевошпатовыми лейкократовыми разностями с реликтовыми биотитом, мусковитом, хлоритом, стильномеланом; проявлены грейзенизация и альбитизация. Цирконы в значительной мере соответствуют метасоматическим разностям и связаны, по-видимому, с грейзенизацией. Их возраст, определенный α -Pb методом, оказался равным 630 ± 60 млн. лет. Для проверки были выделены и изучены цирконы из минимально измененных разностей гранитов. Полученное термоизохронным методом значение 650 ± 20 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,060$), подтвержденное предварительными данными U-Pb изохронного метода (660 ± 15 млн. лет), соответствует времени образования массивов и может рассматриваться как отвечающее нижней границе венда, которая в общей шкале докембрия приведена на уровне (650–680) ± 20 млн. лет.

Положение Троицкого массива граносиенитов непосредственно отвечает решению поставленной задачи. Расположен он на западном склоне Среднего Урала, в районе распространения серебрянской серии, которая является стратоном нижнего венда, и сыльвицкой, стратотипической для верхнего венда. Серебрянская серия, залегающая с перерывом и угловым несогласием на отложениях кудаша, включает (снизу вверх) танинскую, гавревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. В конгломератах основания сыльвицкой серии встречаются гальки гранитов, аналогичных троицким, и в чернокаменной свите этой серии — отпечатки бесскелетных животных эдиакарского типа.

Граносиениты Троицкого массива прорывают отложения нижних двух свит серебрянской серии. Возрастные определения пород массива K-Ar методом весьма противоречивы и варьируют от 285 до 680 млн. лет.

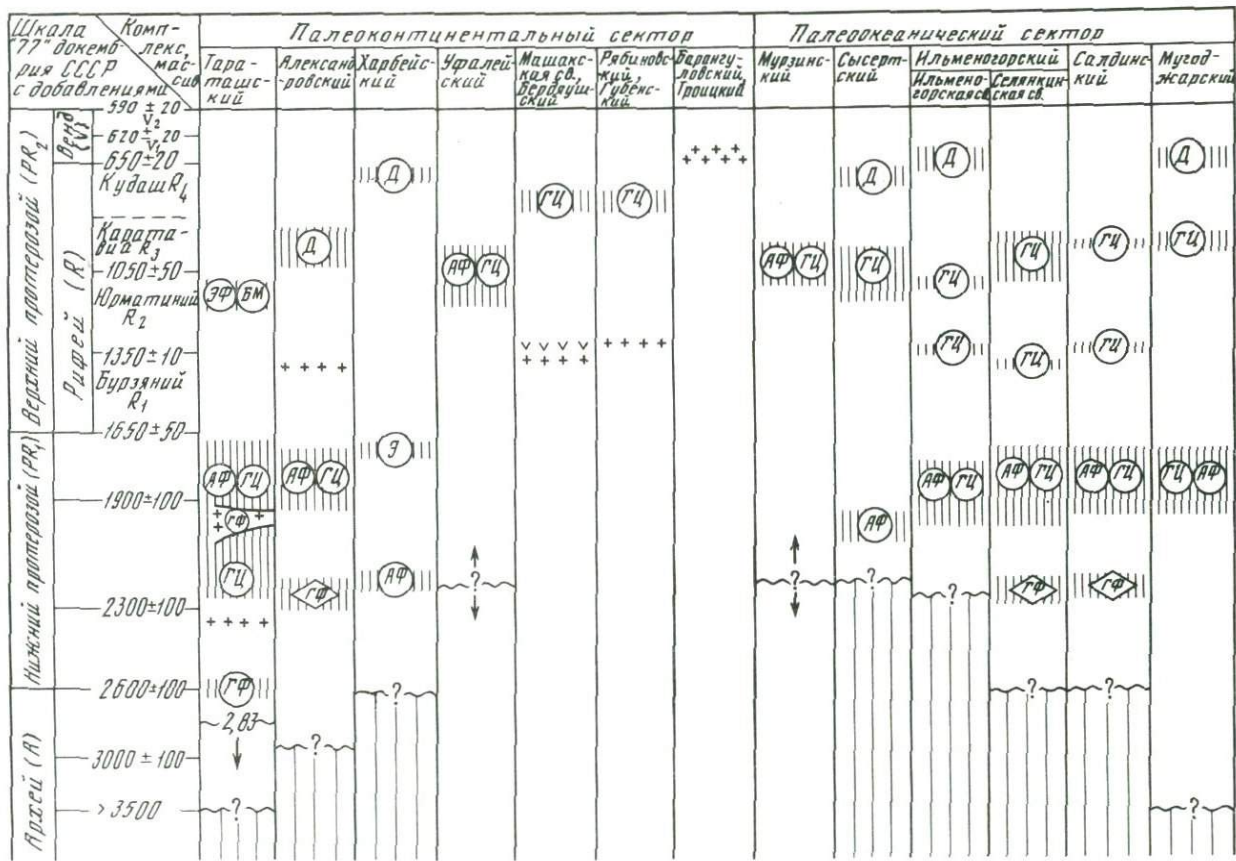
Петрографические исследования показали, что массив сложен однородными по минеральному и химическому составу щелочными граносиенитами, сопоставимыми с гранитоидами габбро-гранитных серий Урала. Породы подвергались неоднократной карбонизации, что весьма затрудняло отбор материала для Pb-Sr датирования. По цирконам, которые могут рассматриваться как типичные магматические, термоизохронным методом определен возраст в 630 ± 20 млн. лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,059$). Применение Rb-Sr изохронного метода дало возраст 621 ± 12 млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027 \pm 0,0004$. Отсутствие загрязнения гранитоидов сиалическим материалом и хорошее совпадение с датировкой цирконов позволяют оценить возраст массива в 625 млн. лет. Это значение может быть интерпретировано как верхняя граница докембрийских толщ Урала, начало которым дают метаморфиты тараташского комплекса с возрастной более 2,83 млн. лет. Кроме того, оно может рассматриваться и как нижний возрастной предел появления бесскелетной фауны на Урале, и как граница нижнего — верхнего венда. С учетом возраста Барангуловского массива длительность нижнего венда близка к 30 млн. лет.

ПЕРИОДИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ УРАЛА

В предыдущих разделах были рассмотрены конкретные датировки докембрийских образований Урала, проведена их увязка с геологическими представлениями. Это позволяет наметить основные черты радиологической периодизации докембрийской истории Уральской геосинклинали.

Результаты датирования цирконов обобщены на рис. 118, 119, где, кроме цифрового материала, учтены и некоторые геологические представления, поэтому необходимы краткие комментарии.

Возраст догранулитовой разновидности цирконов (T_0), гранулитовой (T_1) и из жильных эндербитов (T_2) тараташского комплекса соответственно равен $> 2,83, 2,6$ и $1,9-2,15$ млрд. лет. Временной разрыв между гранулитовыми ассоциациями минералов (T_1-T_2) близок к 0,5 млрд. лет и трудно воспринимается на основании традиционных геологических представлений о едином этапе гранулитового метаморфизма. Противоречие отчасти снимается материалами по другим древним комплексам. Для примера отметим основные выводы в развитии шарыжалгайского комплекса, который наря-



(ГФ) (ГЦ) (АФ) (ЭФ) - гранулитовая и ее реликты, амфиболитовая, зеленосланцевая фации; (Э) (ГЦ) (Д) (БМ) - эколгиты, гранитизация, диастрофизм, бластомиланиты;
 + + √ √ [?] [?] - граниты, эффузивы; [?] [?] - предполагаемый возраст субстрата.

Этот вывод тесно связан с проблемой серых гнейсов на Урале и в других складчатых областях [98]. Допускается, что догранулитовые цирконы — наиболее вероятные "останцы" серых гнейсов. На Урале цирконы, подобные тараташским, встречены лишь в гнейсах талдыкского комплекса Мугоджар. В отличие от тараташского комплекса, относящегося к восточной окраине Русской платформы, амфибол-мигматитовый мугоджарский комплекс представляет, по-видимому, выступ казахской части юга Сибирской платформы. Это дает основание в сводном разрезе (см. рис. 119) тараташский и мугоджарский ПМК помещать на близких уровнях, соответствующих дорезольскому в пределах Балтийского щита. Отсюда следует, что если существует возможность обнаружения собственно "серых гнейсов" или признаков первично-корового материала, то в первую очередь она должна реализоваться в тараташском и мугоджарском комплексах. Материалы по метаморфическим толщам более высоких стратиграфических уровней свидетельствуют о высокой зрелости палеоконтинентальной коры и интенсивных процессах перекристаллизации.

Корреляция процессов магматизма—метаморфизма протерозойско-рифейского уровня сопряжена с решением вопроса о природе древнейших сиалических блоков в складчатой палеозойской структуре Урала [36, 40]. С одной стороны, развивается концепция о едином крупном цикле формирования земной коры на Урале, согласно которой появление собственно уральской геосинклинали сопряжено с разрывом континентальной плиты и образованием океанической коры около 500 млн. лет назад. Этому предшествовал длительный предрифтогенный период с эпохами активизации, близкими к глобальным эпохам диастрофизма. Альтернативным является вывод о полициклическом (полигеосинклинальном) развитии Урала, предлагающий заложение рифейской геосинклинали на границе рифея—дорифея, венд-палеозойской эвгеосинклинали — на границе рифея—венда и завершение геосинклинального развития — на границе палеозоя—мезозоя. Г.А. Кейльман [40] подразделяет образования Урала докембрийского возраста на две группы: глубоко метаморфизованные раннедокембрийские формации, слагающие ядерные части ПМК, и рифейско-вендские комплексы, залегающие выше и образующие линейные структуры, обрамления ядер, претерпевшие в основном метаморфизм не выше зеленосланцевой фации. В упомянутых работах дано обоснование каждому из отмеченных положений, и участие в дискуссии на "цирконовом" уровне вряд ли может считаться оправданным. Тем не менее лишь цирконовая геохронология дает самую надежную временную координату в развитии докембрия Урала и позволяет внести определенные коррективы при установлении последовательности геологических событий.

Возрастные рубежи, подобные отмеченным для тараташского комплекса, выделяются и в других ПМК Урала. Датировки цирконов, превышающие 2,2 млрд. лет, получены по разновидностям цирконов, минералого-геохимические свойства которых позволяют рассматривать их как "апогранулитовые". Конкретного геологического значения эти данные, по-видимому, не имеют, но дают основание для отнесения субстрата соответствующих метаморфитов к "гранулитовому" (ильменогорский, салдинский ПМК) или даже более низкому (александровский ПМК) уровню. Не исключено, что нижние границы этих комплексов могут быть еще более древними (> 2,9—3,0 млрд. лет), а гранулитовый метаморфизм (~2,6 млрд. лет) соответствует лишь раннему преобразованию пород. В отнесении харбайского ПМК к этой группе решающее значение имеют общегеологические данные.

Длительность эпохи регионального метаморфизма амфиболитовой фации (в прогрессивно-регрессивном проявлении), с которой связано появление эндербитов тараташского комплекса, оценивается в 250—300 млн лет, ее границы 2,05—1,75 млрд. лет (T_2). К этому периоду относятся ранние проявления гранитизации, выявленные для многих ПМК с помощью петрологических методов. Более детальное деление интервала хотя и возможно, но из-за недостаточной разрешающей способности методов датирования и малой обоснованности исходных петрологических данных представляется нецелесообразным. Наиболее характерные "представители" второго этапа развития докембрия — сысертский и ильменогорский (на уровне одноименной свиты) комплексы метаморфических пород.

Следующий этап (T_3 : 1,4—1,3 млрд. лет) связан с гранитообразованием (Бердяушский, Рябиновский, Губенский массивы), накоплением мощных толщ вулканитов (машакская, кувашская, шатакская свиты), обособлением крупных инъекций гранитного

состава в ПМК. Привлекает внимание его приуроченность к границе нижнего—среднего рифея.

Четвертый этап (T_4 : 1,15–0,95 млрд. лет) обусловлен диафорическими преобразованиями более ранних комплексов на уровне эпидот-амфиболитовой—зеленосланцевой фаций, а также появлением зон бластомилонитов. Он отчетливо выражен в большинстве ПМК и отвечает гренвилевскому диастрофизму, широко распространенному в различных районах планеты. Показательно, что этот этап метаморфизма является заключительным в тех ПМК, для которых вероятно связь с архейскими фундаментами и в которых сохранились реликтовые парагенезисы гранулитовой фации.

Проявления пятого этапа (T_5 : $0,70 \pm 0,65$ млрд. лет) в истории развития докембрия Урала выделяются менее отчетливо и не во всех комплексах. Он соответствует заключительным стадиям динамотермального метаморфизма, вызванного пластическими деформациями при разрыве и раздвижении плит [34]. Показательно, что к этому этапу относятся некоторые толщи игишской свиты ильменогорского комплекса, которая традиционно относилась к палеозойским образованиям зоны сланцевого обрамления, а также ряд небольших массивов гранитоидов палеоконтинентального сектора (Троицкий, Барангуловский).

Особое место занимают уфалейский и мурзинский ПМК. Их специфика обусловлена отчетливым проявлением цирконовых фаз с возрастом $0,46 \pm 0,03$ млрд. лет (T_6), отвечающих времени плагиогранитизации, и отсутствием цирконовой информации о дорифейском развитии. Последнее явно противоречит геологическим выводам и требует проведения более детальных и представительных радиологических исследований. В сводном разрезе (см. рис. 119) вопрос о возрасте субстрата этих комплексов остается открытым.

Выделенные шесть этапов в истории геологического развития Урала близки важнейшим тектоно-магматическим циклам других складчатых поясов нашей планеты. Их "латеральная" распространенность, вещественное и возрастное обоснование дают ответ на ряд дискуссионных вопросов. Прежде всего получен решающий аргумент в многолетней дискуссии о присутствии дорифейских образований в палеозойском эвгеосинклинальном секторе Урала. Геологическая позиция таких образований также имеет определенную аргументацию. В современной структуре Урала они слагают отдельные блоки (тектонические клинья) [36] и обычно расположены в нижних частях разрезов ПМК [40]. Чужеродная окружающим породам природа таких блоков уверенно установлена на примере селянкинского блока: при возрасте раннего метаморфизма 1,9–2,1 млрд. лет первичное отношение изотопов стронция в метаморфитах составляет 0,712. В то же время вмещающие эвгеосинклинальные толщи с возрастом плагиогранитизации 0,45–0,47 млрд. лет характеризуются первичным стронциевым отношением 0,7035 [47]. Таким образом, наиболее вероятным субстратом метаморфитов селянкинского блока могли быть сиалические породы архея (?) —нижнего протерозоя, а вмещающие породы близки офиолитовым комплексам, возникшим на коре океанического типа. Механизм появления таких блоков в окружении палеозойских толщ описывается в рамках единого крупного цикла развития складчатых систем [117].

По аналогии с метаморфитами селянкинской свиты могут рассматриваться и другие подобные образования, разобщенные на сотни—тысячи километров. По-видимому, для большинства из них характерны тектонические контакты с вмещающими породами.

Таким образом, приведенные материалы указывают на широкое развитие докембрийских, в том числе дорифейских, образований на Урале. Положение отдельных древних комплексов в сводном разрезе достаточно определено; для других информация недостаточна и необходимы дополнительные исследования. Предлагаемый сводный разрез (см. рис. 119) подводит итоги геохронологическим исследованиям докембрия на Урале и позволяет более целенаправленно планировать дальнейшие работы по изучению архейско-нижнепротерозойской истории региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кристаллообразование в земных условиях представляет весьма длительный процесс с непрерывной, резкой или постепенной сменой сообществ минеральных индивидов или их разновидностей. На протяжении всего процесса минералы и среда образуют единую саморазвивающуюся систему. Быстрый рост кристаллов стимулирует развитие у них специфических признаков, которые при медленном росте обычно нивелируются и зачастую не поддаются распознаванию. В целом приспособление растущих кристаллов к изменениям окружающей среды закономерно отражается в эволюции их габитуса, строения, состава. Сказанное полностью относится и к цирконам, что создает реальные предпосылки для решения геологических задач. К таковым, например, относится установление фациальной природы гранитоидов, ибо различия цирконов, кристаллизация которых происходила в глубинных и гипабиссальных условиях, проявляются весьма контрастно.

Если в гранитных расплавах цирконы приобретают полиэдрическую форму, то в сухих, при повышенных давлениях и температурах, условиях гранулитового метаморфизма поступление строительного материала к растущему кристаллу затруднено. В результате цирконы приобретают округлую форму (форму вынужденного роста), которая наиболее отвечает минимуму поверхностной энергии. Поскольку гранулитовые цирконы характеризуются высокой кристаллическостью и содержат минимальные количества примесей, они в значительной мере сохраняют свою индивидуальность при диафорических преобразованиях, что позволяет отличать их от метаморфогенных разновидностей иного генезиса.

Специфические условия образования кимберлитов находят отражение и в свойствах кимберлитовых цирконов, которые могут быть уверенно идентифицированы среди иных разновидностей.

В отмеченных примерах, подробно рассмотренных в монографии, отражены возможности решения вопросов петрологии на мономинеральном (цирконовом) уровне. Естественно, что достоверность полученной из цирконов информации всецело определяется комплексом исследований. Последнее предполагает не просто суммирование различных методик, а применение такого их сочетания, которое позволило бы выделить нужные сведения максимально освобожденными от побочных, порой вуалирующих или даже искажающих суть признаков.

Цирконовые датировки стратиграфически реперных объектов подтвердили стратотипическую значимость рифея Урала, а также необходимость повышения границы нижнего—среднего рифея до 1350 млн. лет. С помощью цирконовой геохронологии удалось доказать наличие архея на Урале, выделить дорифейские блоки в полиметаморфических комплексах и провести корреляцию основных этапов магматизма и метаморфизма в интервале 0,6—3,0 млрд. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Акимов А.П., Семенов Г.С.** Содержание радиоактивных элементов в кимберлитах Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1970, 190, № 4, с. 947—951.
2. **Аксенов Е.М., Келлер Б.М., Соколов Б.С.** и др. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12, с. 17—34.
3. **Алтон Б.** Щелочная провинция Юго-Западной Гренландии. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с. 198—217.
4. **Ариштейн М.Б., Лисицин А.И.** Некоторые особенности метасоматически-измененных гранитов восточной части Мурзинско-Адуйской интрузии. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1968, т. 6, с. 131—138.
5. **Балашов Ю.А.** Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 234 с.
6. **Банн Ч.** Кристаллы: Их роль в природе и науке. М.: Мир, 1970. 310 с.
7. **Бейли Д.К.** Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с. 169—183.
8. **Беккер Ю.Р.** Урало-Тиманская складчатая область. — В кн.: Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 7—37.
9. **Беляков А.Ю., Кравченко С.М.** Состав редких земель апатитов — индикатор щелочности и генезиса комагматических серий. — Докл. АН СССР, 1979, 243, № 5, с. 1216—1220.
10. **Берзина А.П., Сотников В.П.** Циркон из гранитоидов разных генетических типов. — В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М.: Наука, 1963, с. 193—196.
11. **Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинов М.В.** О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664—675.
12. **Бибикова Е.В., Сумин Л.В., Курнозов Т.И., Грачева Т.В.** Последовательность геологических событий в пределах шарыжалгайского блока (U-Pb метод датирования). — Геохимия, 1981, № 11, с. 1652—1663.
13. **Билибина Т.В.** Интрузивные комплексы Мугоджар. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1970, вып. 1, с. 3—66.
14. **Бородин Л.С.** О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. — Геохимия, 1960, № 6, с. 506—518.
15. **Бородин Л.С.** Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 7, с. 3—21.
16. **Бородин Л.С.** Проблема генезиса миаскитовых и аглаитовых магм (геологические и геохимические аспекты). — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология: МГК, XXV сес. М.: Наука, 1976, с. 381—392.
17. **Бородин Л.С., Гладких В.С.** К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 5—20.
18. **Боткунов А.И., Гаранин В.К., Кудряцева Г.П., Перминова М.С.** Минеральные включения в цирконе из кимберлитов трубки Мир. — Докл. АН СССР, 1980, 251, № 5, с. 1233—1236.
19. **Бурков В.В., Подпорина К.К.** Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1966, 171, № 4, с. 970—973.
20. **Великославинский Д.А., Тимесков В.А., Великославинский С.Д.** Сопоставление овоидных рапакиви Бердяушского плутона и плутонов формации анортозитов рапакиви. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10, с. 19—30.
21. **Гарань М.И.** О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.; Л.: Госгеолиздат, 1946. 51 с.
22. **Гаррис М.А.** Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.
23. **Геохронология СССР. Т.1.Т.2. Докембрий, т. 1. Л.: Недра, 1973. 350 с.; Фанерозой, т. 2, Л.: Недра, 1974. 343 с.**
24. **Гераничева Г.К., Марин Ю.Б.** Причины морфологической изменчивости циркона. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1968, 54, вып. 2, с. 56—67.
25. **Глубинные ксенолиты и верхняя мантия.** Новосибирск: Наука, 1975. 271 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Т. 271).
26. **Гогель Г.И.** Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1966. 180 с.
27. **Григорьев Д.П., Жабин А.Г.** Онтогенез минералов. М.: Наука, 1975. 340 с.
28. **Дамаскина Г.Д.** Морфологические типы цирконов в гранитоидах гранулитовой фации Алданского щита. — В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973, с. 163—171.
29. **Заварицкий А.Н.** Петрография Бердяушского плутона. Л.; М.: 1937. 405 с.
30. **Зайцев Ю.А., Зыков Г.И., Краснобаев А.А.** и др. Итоги геохронологического изучения докембрия Центрального Казахстана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8, с. 3—18.

31. *Зверев В.Л., Семенов Г.С., Спиридонов А.И., Чешко А.Л.* Разделение изотопов урана в процессе кимберлитового магматизма. — *Геохимия*, 1976, № 12, с. 1884—1886.
32. *Знаменский Н.Д.* Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Свердловск, 1966. 143 с. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР; Вып. 71).
33. *Иванов Б.Н., Баженов А.Г., Кутелов Л.А.* и др. Новые данные о геологическом строении метаморфического субстрата Ильменских гор. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, вып. 1, с. 48—68.
34. *Иванов С.Н.* О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, вып. 1, с. 3—27.
35. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Срединные массивы Уральского подвижного пояса. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 57—59.
36. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Докембрий Урала. — В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 81—94.
37. *Илупин И.П., Козлов И.Т.* Циркон в кимберлитах. — В кн.: Геология, петрология и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 254—266.
38. *Илупин И.П., Хомяков А.П., Балашов Ю.А.* Редкие земли в акцессорных минералах кимберлитов Якутии. — *Докл. АН СССР*, 1971, 201, № 5, с. 1214—1217.
39. *Йодер Г.С., Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 248 с.
40. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 100 с.
41. *Козлова О.Г.* Рост и морфология кристаллов. М.: Изд-во МГУ, 1972. 303 с.
42. *Комаров А.Н., Житков А.С.* О содержании урана в минералах-вкраплениях и глубинных ксенолитах кимберлитов Якутии. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: СО АН СССР, 1972, ч. 2, с. 125—126.
43. *Комаров А.Н., Житков А.С., Илупин И.П., Сковаородкин Н.В.* Определение возраста кимберлитов Якутии по цирконам методом треков. — *Геология руд. месторождений*, 1973, № 4, с. 75—79.
44. *Краснобаев А.А.* Альфа-свинцовый возраст и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит на Урале. — В кн.: Материалы изверженных горных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967, с. 3—7.
45. *Краснобаев А.А.* Отличительные признаки цирконов из гранитоидов вулканогенных и плутонических ассоциаций. — В кн.: Формационное и фашиальное расчленение гранитоидов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975, с. 184—185.
46. *Краснобаев А.А.* Минералого-геохимические особенности и вопросы генезиса цирконов из кимберлитов. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1979, № 8, с. 85—97.
47. *Краснобаев А.А.* Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1980, вып. 1, с. 28—40.
48. *Краснобаев А.А.* Роль цирконов чарнокитов в решении вопросов их генезиса и возраста. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1981, № 4, с. 97—111.
49. *Краснобаев А.А., Бородин Н.С.* Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция гранитоидов и порфиров Златоустовского района (Южный Урал). — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1970, вып. 1, с. 124—154.
50. *Краснобаев А.А., Гвоздик Н.И.* Цирконы докембрийских пород Центрального Казахстана (в связи с радиохронологическим изучением). — *Литология и полез. ископаемые*, 1979, № 5, с. 146—155.
51. *Краснобаев А.А., Русин А.И.* Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала. — В кн.: Ежегодник-1978. Свердловск: ИГГ АН СССР, 1979, с. 7—9.
52. *Краснобаев А.А., Сплошнова Н.С.* Эволюция и возраст цирконов из изверженных и метаморфических пород Ильменских гор. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1970, вып. 1, с. 214—226.
53. *Краснобаев А.А., Сумин Л.В.* Геохимическая и геохронологическая гетерогенность цирконов полиметаморфических комплексов (на примере тараташского комплекса на Южном Урале). — *Геохимия*, 1983, № 4, с. 590—602.
54. *Краснобаев А.А., Вилисов В.А., Траянова М.В.* Гетерогенности акцессорных цирконов в радиологических исследованиях. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1975, № 10, с. 118—124.
55. *Краснобаев А.А., Грачева Т.В., Бибикова Е.В.* К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинория. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 193—201.
56. *Краснобаев А.А., Свяхин Н.В., Траянова М.В.* Абсолютный возраст тараташской свиты на Урале по данным α -свинцового метода. — В кн.: Методические вопросы изотопной геологии. М.: Наука, 1965, с. 84—94.
57. *Краснобаев А.А., Ленных В.И., Жданова С.Н., Холоднов В.В.* Реликты гранулитового метаморфизма в породах ильменогорского комплекса (Южный Урал). — *Докл. АН СССР*, 1980, 253, № 5, с. 1193—1196.
58. *Краснобаев А.А., Знаменский Н.Д., Старков В.Д., Логинова А.Г.* Редкие земли в цирконах Урала. — *Геохимия*, 1976, № 3, с. 378—389.
59. *Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Степанов А.И., Лепихина О.П.* Проблемы радиологического датирования полиметаморфических комплексов Восточного склона Урала. М.: Наука, 1980. 162 с.
60. *Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Степанов А.И.* и др. Геохронология и генезис Бердяушского массива Урала. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1984, № 3, с. 3—23.
61. *Краснобаев А.А., Вотяков С.Л., Грамолин А.Б.* и др. Электронно-оптическое свойство цирконов кимберлитов. — *Геохимия*, 1981, № 4, с. 571—577.
62. *Краснобаев А.А., Фоминых В.Г., Степанов А.И.* и др. О возрасте габбро-норитов Копанско-Кусинской интрузии — реликтах древнейших интрузивных пород Урала. — В кн.: Ежегодник-1971. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1972, с. 5—6.
63. Критерии надежности радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 208 с.
64. *Крылов Р.А., Закожурников В.П.* Геологическое строение и метаморфические фации

салдинского комплекса. — В кн.: *Метаморфизм горных пород Урала*. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970, с. 22—27.

65. *Левин В.Я.* Щелочная провинция Ильменских—Вишневых гор. М.: Наука, 1974. 222 с.

66. *Левковский Р.З.* Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.

67. *Леммлейн В.М.* Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 327 с.

68. *Ленных В.И.* Метаморфические комплексы западного склона Урала. — В кн.: *Доордовикская история Урала*. Свердловск: УФ АН СССР, 1980, вып. 6, с. 3—40.

69. *Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И.* Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса. — В кн.: *Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 3—45.

70. *Летников Ф.А., Медведев В.Л., Иванова Л.А.* Экспериментальное изучение процесса формирования флюидных систем в гранитных расплавах. — В кн.: *X Всесоюз. совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрологии*. Киев: Наук. думка, 1981, с. 226—229.

71. *Лозинова Л.Г., Минеев Д.А., Липова И.М., Арапова Р.М.* Исследование зависимости между содержанием индивидуальных редкоземельных элементов и степенью метамиктности цирконов с помощью нового метода прямого количественного анализа. — В кн.: *Редкие элементы: Сырье и экономика*. М.: ИМГРЭ, 1972, вып. 7, с. 98—111.

72. *Лутц Б.Г., Минеева И.Г.* Уран и торий в кимберлитах Сибири. — *Геохимия*, 1973, № 11, с. 1721—1723.

73. *Лутц Б.Г., Францезон Е.В.* Геохимическая характеристика кимберлитов и их сравнение с ультраосновными и основными породами. — В кн.: *Междунар. геол. конгр. XXV сес. Докл. сов. геологов. Геохимия. Минералогия*. М.: Наука, 1976, с. 170—180.

74. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967. 448 с.

75. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы чарнокитов и гранулитов. — *Минерал. сб. Львов. ун-та*, 1967, № 21, вып. 2, с. 142—152.

76. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 276 с.

77. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М.: Недра, 1973. 310 с.

78. *Ляхович В.В., Баланова Т.Т.* О средних содержаниях и составе редкоземельных элементов в акцессорных минералах гранитоидов. — *Геохимия*, 1971, № 2, с. 131—143.

79. *Мануйлова М.М.* Калиевый ряд-кислых вулкано-плутонических формаций этапа стабилизации раннедокембрийских подвижных зон. — В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма*. Л.: Наука, 1974, с. 180—190.

80. *Мамеев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск, 1965. 170 с.

81. *Минеев Д.А.* Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 180 с.

82. *Негрей Е.В., Волков В.И.* Вертикальная зональность Раумидского гранитного интрузива, вскрытого по вертикали на два километра. — В кн.: *Актуальные вопросы современной петрографии*. М.: Наука, 1974, с. 303—313.

83. *Некрасова Р.А., Гамянина В.В.* Состав редких земель в минералах кимберлитов. — *Докл. АН СССР*, 1968, 182, № 2, с. 449—452.

84. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. Ч. 1. 152 с.

85. *Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А.* Геохронологические и геохимические исследования в решении генетических и исторических вопросов Уральской геосинклинали. — В кн.: *МГК, XXIII сес. Probl. 6 и 13а*. М.: Наука, 1968, с. 89—95.

86. *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*. Свердловск: УФ АН СССР, 1969, т. 7, с. 173—205.

87. *Парнячев В.П.* Вулканические комплексы и тектонический режим западного склона Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 18—30.

88. *Пейзе А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М.* и др. Тектоника Урала: Объясн. зап. к тектон. карте Урала. М.: Наука, 1977. 120 с.

89. *Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д.* Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

90. *Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса*/ Отв. ред. В.И. Ленных, А.И. Белковский. Свердловск: Ильмен. гос. заповедник, 1978, вып. 18. 139 с.

91. *Пономаренко А.Н., Спеццус З.В., Любушкин В.А.* и др. Циркон из кимберлитов трубки Мир. — В кн.: *Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири*. Иркутск: СО АН СССР, 1977, с. 156—163.

92. *Природа метаморфизма*. М.: Мир, 1967. 375 с.

93. Радиоактивные элементы в горных породах: Материалы первого всесоюз. радиогеохим. совещ. 15—19 мая 1972 года. Новосибирск: Наука, 1975. 296 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 286).

94. *Ронов А.В., Балашов Ю.А., Гирин Ю.П.* и др. Закономерности распределения редкоземельных элементов в осадочной оболочке и в земной коре. — *Геохимия*, 1972, № 12, с. 1483—1514.

95. *Руб М.Г., Ашихмина Н.А., Магидович Т.С.* Акцессорные минералы как один из индикаторов комагматичности и металлогенической специализации эффузивных, субвулканических и интрузивных образований (на примере Северо-Востока СССР). — В кн.: *Акцессорные минералы и элементы как критерии комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов*. М.: Наука, 1965.

96. *Русин А.Н.* Мигматиты метоморфических комплексов Урала. — В кн.: *Метаморфиты горных пород Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 62—101.

97. *Русин А.И.* Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала. — В кн.: *Доордовикская история Урала*. Свердловск: УФ АН СССР, 1980, вып. 6, с. 41—60.

98. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 308 с.

99. *Салоп Л.И.* Периодизация докембрия на геосторической основе. — В кн.: *Общие вопросы расчленения докембрия СССР*. Л.: Наука, 1979, с. 16—53.

100. *Салоп Л.И., Мурина Г.А.* Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — *Сов. геология*, 1970, № 6, с. 15—27.

101. *Сарсадских Н.Н., Ровша В.С.* Об условиях генезиса минералов-спутников алмаза в кимберлитах Якутии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960, ч. 98, № 4, с. 392—399.
102. *Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А.* РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций уральской эвгеосинклинали. — В кн.: Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 36—64.
103. *Семихатов М.И.* Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 301 с.
104. *Смирнов Г.А.* Уфимский амфитеатр. Ч. 1. Стратиграфическое описание. Свердловск: Уф. АН СССР, 1956. 172 с. (Тр. Горн.-геол. ин-та; Вып. 25).
105. *Соболев В.С.* Некоторые суждения об условиях формирования магм и магматических горных пород. — В кн.: Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975, с. 199—212.
106. *Старков В.Д., Знаменский Н.Д.* Гранитоидный магматизм Восточно-Мугуджарского поднятия. М.: Наука, 1977. 130 с.
107. *Старков Н.П., Фласс Г.С.* Формы зерен акцессорного циркона в породах кристаллического фундамента Восточно-Русской платформы. — В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966, с. 284—290.
108. Стратотип рифея: Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 182 с.
109. *Стрикленд-Констэбл Р.Ф.* Кинетика и механизм кристаллизации. Л.: Недра, 1971. 310 с.
110. *Сумин Л.В.* Новый термоизохронный метод радиологического датирования по цирконам. — Докл. АН СССР, 1982, 263, № 4, с. 959—964.
111. *Тимесков В.А.* Новые данные по геологии и петрографии Бердяшского плутона. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 26—36.
112. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 130 с.
113. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Горашенко Г.Д.* О возрасте гранулитов Байкальского щита. — Геохимия, 1968, № 9, с. 1052—1060.
114. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Горлов Н.В.* О возрастном соотношении Карельской и Беломорской формаций. — Геохимия, 1970, № 3, с. 303—308.
115. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А.* Геохронология уральского докембрия. — Геохимия, 1970, № 4, с. 501—509.
116. *Тян В.Д., Ермаков П.В., Путилова Р.В.* Акцессорный циркон герцинских габбро-гранитных серий Жарминской зоны. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 72—81.
117. Уран и торий в геосинклинальных отложениях Горного Алтая и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1975. 90 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 262).
118. Уран и торий в магматических и метаморфических породах центральной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1972. 224 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР; Вып. 262).
119. *Фекличев В.Г.* Микроструктурно-морфологические исследования. М.: Наука, 1970. 177 с.
120. *Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.
121. *Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.* Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968. 250 с.
122. *Холодных В.В., Краснобаев А.А., Фоминых В.Г.* Об использовании редкоземельных элементов в акцессорных апатитах для генетического расчленения гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. 183 с.
123. *Холодных В.В., Краснобаев А.А., Полтавец Ю.А.* и др. Печучие в акцессорных и рудных апатитах как показатель флюидного режима и потенциальной рудоносности гранитоидов Урала. — В кн.: Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 47—52.
124. *Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х.* Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 185 с.
125. *Шафрановский И.И., Плотников Л.М.* О возможности применения принципов симметрии к исследованию распределения структурных форм и механических напряжений, обусловивших их возникновение. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 20—23.
126. *Швей И.В.* Основные вопросы геохимии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 107 с.
127. *Шемякин В.М.* Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 180 с.
128. *Шемякин В.М., Шулешко И.К., Шемякина Н.М., Терентьева М.В.* Акцессорный циркон как показатель генезиса чарнокитоидов. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974, с. 17—28.
129. *Шиллинг Д.Г.* Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 198—242.
130. *Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б.* Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, 182, № 4, с. 918—921.
131. *Штейнберг Д.С., Кравцов Л.И., Варлаков А.С.* Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений. — Тр. ГГИ Уф. АН СССР, 1959, вып. 40, с. 13—41.
132. *Юшкин Н.П.* Механические свойства минералов. Л.: Наука, 1971. 280 с.
133. *Юшкин Н.П.* Теория и методы минералогии. Л.: Наука, 1977. 290 с.
134. *Ahrens L.* Some observations on distributions of U and Th in accessory zircon from granitic rocks. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1965, 29, N 6, p. 711—716.
135. *Ahrens L., Cherry R., Erlank A.* Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 2, p. 2379—2387.
136. *Ballman A., Laudise R.* Crystallisation and solubility of zircon and phenakite in certain molten salts. — J. Amer. Ceram. Soc., 1965, 48, N 3, p. 130—133.
137. *Chase A.B., Osmer J.A.* Growth and preferential doping of zircon and thorite. — J. Electrochem. Soc., 1966, 113, N 2, p. 198—199.

138. *Davis O.L., Krogh T.E., Erlank A.J.* The ages of zircons from kimberlites from South Africa. — *Carnegie Inst. Annu. Rept. Dir. Geophysic. Lab.* 1976–1977. Washington, 1977, p. 821–824.
139. *Fleisher M., Althuler Z.S.* The relationship of the rare-earth composition of minerals of geological environment. — *Geochem. et Cosmochem. Acta*, 1969, **33**, N 6, p. 725–733.
140. *Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyaev E.P., Melnikov N.N.* Rb-Sr dating of low-grade metamorphics in the U.S.S.R. — *Precamb. Res.*, 1982, **18**, p. 145–156.
141. *Hoppe G.* Petrogenetisch auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. — *N. Jb. Miner. Abh.*, 1962, **98**, H. 1, S. 35–50.
142. *Hoppe G.* Die akzessorischen Zirkone aus Gesteinen des Geisteinen des Bergeller und des Adamallo Massivs. — *Chem. der Erde*, 1962, **22**, S. 245–263.
143. *Hoppe G.* Zirkone aus Granuliten. — *Ber. Deutsch. Ges. geol. B. Miner. Lagerst.*, 1966, **11**, N 1, S. 47–81.
144. *Hoppe G.* Die Zirkone eines pyroklastischen Gesteine aus dem Silur von Hasselfelde (Harz). — *Geologie*, 1967, **16**, S. 542–547.
145. *Hubbart F.H., Whitley I.E.* REE in charnockite and associated rocks, southwest Sweden. — *Lithos*, 1979, **12**, N 1, p. 1–11.
146. *Kregh T.E., Davic G.L.* The age Sudbury nickel eruptive. — *Carneg. Inst. Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab.* 1973–1974. Washington, 1974, p. 575–576.
147. *Kresten P.* The coating of kimberlitic zircons; a preliminary study. — *Lesotho kimberlites/Ed. P.N. Nixon. Lesotho national development corpor.* Cape Town., 1973, p. 220–223.
148. *Kresten P.* Kimberlitic zircons. — Intern. conference on kimberlites. Univ. of Cape Town, 1973, p. 191–194.
149. *Kresten P., Felts P., Berggren G.* Kimberlitic zircons — a possible aid in prospecting for kimberlites. — *Miner. depos.*, 1975, **10**, N 1, p. 47–56.
150. *Lancelot J.R., Vitrac A., Allegre C.J.* Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis; a study of complex geological history with a single rock. — *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 1976, **29**, N 2, p. 357–366.
151. *Muller G.* Akzessorische Zirkone aus Gesteinen der Venedigergruppe in den Hohen Tauern und ihre Bedeutung für die Fragen zur Genese dieser Gesteine. — *Geol. Jb.*, 1965, **83**, S. 497–516.
152. *Phillpotts J.A.* Redox estimation from a calculation of Eu^{2+} and Eu^{3+} concentrations in natural phases. — *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 1970, **9**, N 3, p. 257–268.
153. *Pidgeon P.T., Bowes D.R.* Zircon U-Pb ages of granulites from central of the Lewisian, northwestern Scotland. — *Geol. Mag.*, 1972, **109**, N 3, p. 247–258.
154. *Poldervaart A., Eckelmann F.D.* Growth phenomena in zircon of autochthonous granulites. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, **66**, N 8, p. 949–956.
155. *Pupin J.P., Boucarut M., Turco G., Gueirard S.* Les zircons des granites et migmatites du massif de l'Argentera-Mercantour et leur signification petrogenetique. — *Bull. Soc. Miner. Cristallogr.*, 1969, **92**, N 5, p. 472–483.
156. *Schidlowski M.* Studies of zircons from quartzite xenoliths in the southern Bushveld norite and their significance for some aspects of the Bushveld petrogenesis. — *N. Jb. Miner.*, 1963, **100**, H. 2, S. 145–162.
157. *Segalstad T.V.* Petrology of Skien basaltic rocks, south-western Oslo Region, Norway. — *Lithos*, 1970, **12**, N 3, p. 221–239.
158. *Veniale F., Pigorini B., Soggetti F.* Petrological significance of the accessory zircon in the granites from Bavene, M. Orfano and Also (North Italy). — XXIII Intern. Geol. Congr., 1968, **13**, p. 243–268.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. Цирконовая информация как результат комплексирования методов исследования	3
Оптические исследования	3
Геохимические исследования	5
Синтез и онтогенез искусственных цирконов	7
Глава II. Цирконы как показатель фашиально-формационной принадлежности гранитоидов	10
Онтогенез цирконов гранитоидов	11
Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранитоидов	16
Петрологическое значение РЗЭ в цирконах и апатитах гранитоидов Урала	36
Глава III. Минералого-геохимические особенности цирконов метаморфитов	48
Онтогенез цирконов гранулитов	49
Онтогенез цирконов чарнокитоидов	51
Микрогеохимическая гетерогенность цирконов гранулитов и чарнокитоидов	54
Цирконы метаморфитов амфиболитовой фации	63
Цирконы метаморфитов фации зеленых сланцев	68
Состав цирконов чарнокитоидов как показатель их генетических различий	69
Петрологическое значение редкоземельной специализации цирконов и апатитов метаморфитов Урала	72
Глава IV. Минералого-геохимические особенности цирконов кимберлитов и вопросы их генезиса	82
Минералогические особенности	83
Особенности состава	85
Обсуждение результатов и выводы	87
Глава V. Цирконовая геохронология Урала	90
Проблема архея на Урале и ее решение на основании цирконовой геохронометрии тараташского комплекса	91
Нижний протерозой на Урале	100
Геохронологические исследования цирконов рифея Урала	108
О верхней радиологической границе докембрия Урала	135
Периодизация докембрия Урала	136
Заключение	141
Литература	142

Артур Антонинович Краснобаев

**ЦИРКОН КАК ИНДИКАТОР
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии
им. А.Н. Заварицкого
УНЦ АН СССР

Редактор *Т.А. Николаева*

Художник *А.М. Драговой*

Художественный редактор *М.Л. Храмцов*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31201

Подписано к печати 25.07.86. Т — 15589
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура "Универс". Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,4+3,9 вкл. Усл.кр.-отт. 16,5
Уч.-изд.л. 18,8. Тираж 750 экз. Тип. зак. 549
Цена 2 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ

И.Н. Бушляков, В.В. Холоднов. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. — 15 л. — 2 р. 30 к.

Работа посвящена исследованию распределения галогенов (фтора и хлора) в различных типах гранитоидов и метаморфических пород Урала и ряда других регионов СССР. На основе распределения галогенов между минералами выделены типы гранитоидных магм по предлагаемому месту их генерации (мантийные, мантийно-коровые и коровые) и дана характеристика их флюидно-металлогенической специализации.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

Н.А. Озерова. Ртуть и эндогенное рудообразование. — 20 л. — 3 р.

Рассмотрены генетические аспекты образования ртути содержащих месторождений, и в первую очередь источники ртути и серы. Установлены региональные и локальные факторы, определяющие степень концентрации ртути в рудных месторождениях. Охарактеризованы основные минералы — концентраторы ртути.

Для геологов, минералогов, геохимиков.

Особенности породобразующих минералов магматических пород. — 20 л. — 3 р.

На основании специфики химических составов минералов, содержания и поведения в них ряда рудных и редких элементов делаются выводы о возможности использования этих данных в качестве индикаторных, при решении вопросов о генезисе пород, эволюции расплавов и их потенциальной рудоносности. В статьях приведены оригинальные аналитические данные.

Для геологов, петрографов и минералогов.

В.И. Фонарев. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия: (экспериментальные, термодинамические и петрологические данные). — 20 л. — 3 р.

В книге обобщены результаты оригинальных экспериментальных исследований равновесий с главными породобразующими минералами железистых кварцитов. Впервые описаны количественные соотношения минералов железистых формаций докембрия и вариации их составов для широкого диапазона давления и температур. Предложен ряд новых геобарометров, геотермометров, геоксометров. Выявлены специфические особенности различных регионов в зависимости от режима кислорода — важнейшего фактора рудоносности железистых кварцитов.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

З.В. Ш л ю к о в а. Минералогия контактовых образований Хибинского массива. — 10 л. — 1 р. 50 к.

В книге обобщаются результаты систематического исследования по минералогии и типоморфизму минералов контактовых зон сиенитов с архейскопротерозойскими породами. Выявленные типоморфные особенности минералов используются как индикаторы минералообразующих процессов, что позволяет поновому подойти к решению генетических вопросов о происхождении контактовых зон и всего массива в целом.

Для минералогов, геологов и геохимиков.

Эксперимент в решении актуальных задач геологии. В 2-х т. — 40 л. — 7 р. 20 к.

Т. I. Магматизм и метаморфизм.

Т. II. Метасоматоз и гидротермальное рудообразование.

В первом томе с позиций последних экспериментальных данных рассматриваются главнейшие проблемы магматизма, вопроса флюидно-магматического взаимодействия и эволюции магм и рудоносности флюидов. Во втором томе приводятся экспериментальные и теоретические результаты изучения рудных систем и гидротермальных растворов.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

В.И. В е р н а д с к и й. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения — 30 л. — 3 р.

Книга является итоговым научным обобщением по всем основным направлениям, которые в течение своей жизни развивал В.И. Вернадский (геология, радиогеология, геохимия, биогеология, космохимия). Излагается состояние соответствующих проблем с многочисленными ссылками и приведением обширной литературы, снабженной интересными комментариями автора. Затронутые в книге проблемы актуальны и в наши дни.

Для геологов, географов, химиков, астрономов, физиков, математиков, философов и историков науки.

Магматические горные породы. Кислые и средние породы. — 40 л. — В пер.: — 6 р. 60 к.

В книге представлены сведения по петрологии кислых и средних магматических горных пород на информационной основе. Охарактеризованы составы соответствующих пород для всех важнейших тектонических структур Земли, которые разделены на континентальные (щиты, платформы, складчатые пояса), океанические (срединно-океанические хребты, острова, островные дуги, ложе океанов) и переходные между континентом и океаном (активные и пассивные континентальные окраины различных вариантов).

Для геологов, петрографов, геохимиков, тектонистов.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА—ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга—почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга—почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 /"Книга—почтой"/
370005 Баку, ул. Коммунистическая, 51 /"Книга—почтой"/
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 /"Книга—почтой"/
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 /"Книга—почтой"/
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 /"Книга—почтой"/
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова 289 /"Книга—почтой"/
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 /"Книга—почтой"/
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79
252030 Киев, ул. Пирогова, 2
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 /"Книга—почтой"/
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 /"Книга—почтой"/
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 /"Книга—почтой"/
191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 /"Книга—почтой"/
103009 Москва, ул. Горького, 19-а
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 /"Книга—почтой"/
142284 Протвино, Московской обл., ул. Победы, 8
142292 Пущино Московской обл., МР, "В", 1
620161 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 /"Книга—почтой"/
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 /"Книга—почтой"/
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
634050 Томск, Академический пр-т, 5
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 /"Книга—почтой"/
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49
720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 /"Книга—почтой"/
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 /"Книга—почтой"/

2 р. 80 к.

4707