

Академия наук  
СССР



М. А. ГАРРИС  
ЭТАПЫ  
МАГМАТИЗМА  
И МЕТАМОРФИЗМА  
В ДОЮРСКОЙ  
ИСТОРИИ  
УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

Издательство · Наука ·

Академия наук СССР

Башкирский филиал

Институт геологии



М. А. ГАРРИС

ЭТАПЫ  
МАГМАТИЗМА  
И МЕТАМОРФИЗМА  
В ДОЮРСКОЙ  
ИСТОРИИ  
УРАЛА И ПРИУРАЛЬЯ

2133



Издательство

«Наука»

Москва

1977



Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья, М.А. Гаррис. "Наука", М., 1977 г.

В работе обобщены результаты 20-летних геолого-геохронологических исследований докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя Уральского региона и сопредельной части Русской плиты. Установлены основные закономерности проявления во времени главных типов эндогенных процессов, разработаны геохронологическая шкала тектоно-магматической (геоисторической) периодичности и региональные геохронологические схемы нижнего и верхнего докембрия магматических, метаморфических и рудных формаций. В протерозое выделены два новых рубежа. Предложена новая интерпретация схемы структурно-тектонической зональности Уральского региона. По-новому освещены закономерности локализации эндогенного оруденения Урала. Работа рассчитана на специалистов по изотопной геохронологии, стратиграфии докембрия, петрологии, тектоники и геологии эндогенных рудных месторождений.

Табл. 29, илл. 15, библи. 523 назв.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР Г.Д. Афанасьев

## ВВЕДЕНИЕ

Успехи изотопной геохронологии, достигнутые в СССР за последние десятилетия, позволили перейти от стадии накопления фактического материала с публикацией работ по частным вопросам к стадии его обобщения по крупным регионам или хроностратиграфическим подразделениям. Появились геолого-геохронологические сводки по докембрию материков, по Украине и Белоруссии, Балтийскому щиту, Кавказу, Сибирской платформе, Алтае-Саянской горной области и др.

Уральская складчатая система вместе с прилегающими территориями Тимано-Печорской области, Русской и Западно-Сибирской плит представляет, как известно, особый интерес для выяснения характера пространственно-временных соотношений гетерогенных структур первого порядка (древняя платформа - геосинклинальный пояс - молодая платформа). Несмотря на длительность геологического изучения названного региона, многие существенные вопросы его геологии, особенно корреляции докембрия, истории тектонического развития, петрологии и металлогении, до настоящего времени являются предметом непрекращающейся дискуссии. К числу подобных вопросов относятся представления о возрасте магмато-метаморфических комплексов дорифейского складчатого фундамента, о типе земной коры, на которой заложилась эвгеосинклинальная зона Урала, о времени и месте этого заложения, о количестве, характере проявления и возрастных границах тектоно-магматических циклов в геологической истории региона, о природе главных структурно-формационных зон Урала и некоторых особых структур (например, гнейсово-мигматитовых куполов), о генетических, временных и пространственных соотношениях магматизма, метаморфизма, тектогенеза и рудогенеза и другие вопросы, от однозначного решения которых зависит степень обоснованности направлений геолого-поисковых работ и оценки перспективности региона на многие виды минерального сырья.

Современное состояние геохронологической изученности Урала и восточной части Русской плиты уже позволяет использовать накопленные данные для освещения ряда перечисленных вопросов, в частности для установления времени и этапности проявления главных эндогенных породо- и структурообразующих и преобразующих процессов - магматизма, метаморфизма и тектогенеза, для выяснения

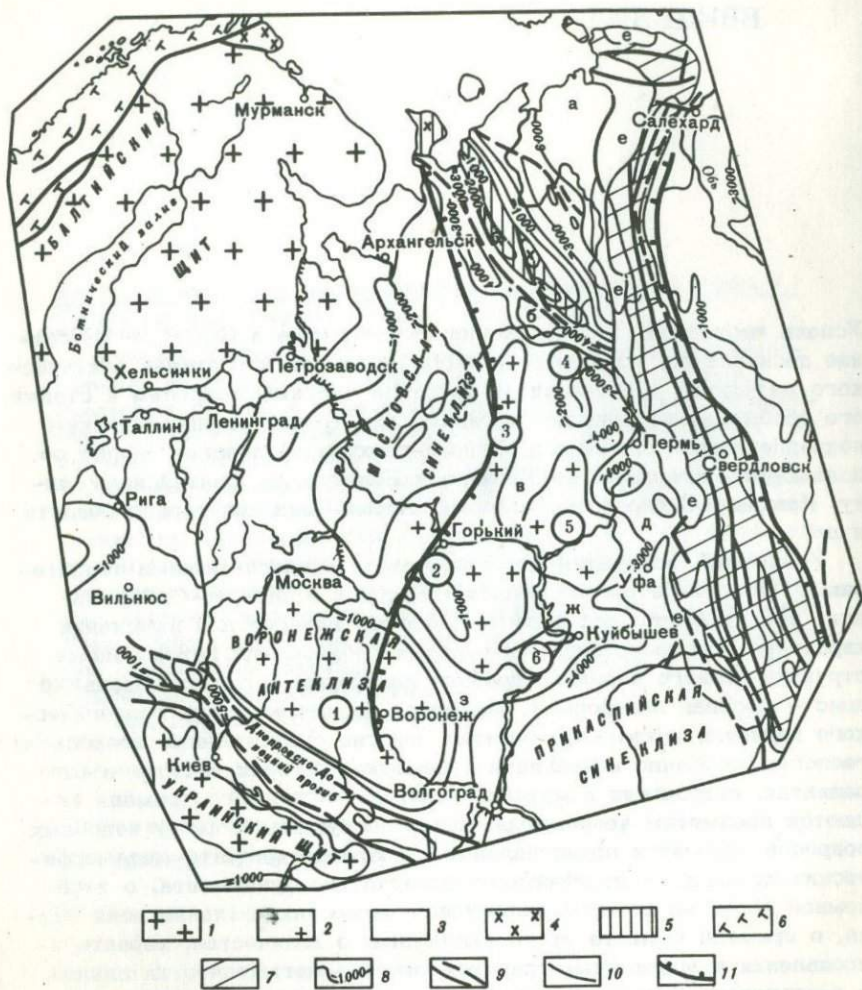


Рис. 1. Структурная схема Восточно-Европейской платформы и Тимано-Урало-Мугоджарского региона (на основе схематической "Тектонической карты Евразии", 1966 г., под ред. А.Л. Яншина)

1 - кристаллические щиты - выходы дорифейского фундамента (саамиды, беломориды, карелиды и др.); 2 - погребенные поднятия дорифейского кристаллического фундамента (1-6 в кружках: 1 - Воронежский свод, 2 - Тохмовский свод, 3 - Котельничский и Сысольский выступы, 4 - Коми-Пермяцкий свод, 5 - Татарский свод, 6 - Жигулевский свод); 3 - разделяющие поднятия впадин, прогибы и грабенообразные зоны опусканий (а - Печорская синеклиза на байкальском фундаменте; б-з - на дорифейском фундаменте: б - Предтиманский прогиб, в - Кировско-Кажимский прогиб, г - Сарпульская впадина, д - Бирская седловина, е - Предуральский прогиб, ж - Сергиевско-Абдулинская впадина, з - Рязано-Саратовский про-

их взаимосвязанности, последовательности, длительности и значения в формировании геологического строения региона, а также для ос-  
ещения слаборазработанных вопросов металлогении Урала. Пред-  
лагаемое обобщение, таким образом, можно рассматривать в качест-  
ве опыта регионального геолого-геохронологического исследования,  
посвященного в основном проблеме периодичности эндогенных про-  
цессов в докембрии, палеозое и раннем мезозое Урала и сопредель-  
ных территорий и их роли в истории становления Уральской складча-  
тости системы в ее соотношениях во времени с обрамляющими струк-  
турами первого и второго порядков.

Изучаемый регион охватывает Урал с приуральской частью Вос-  
точно-Европейской платформы (Волго-Уральская область), Тиманом,  
Печорский синеклизой и Мугоджарами (рис. 1). Пай-Хой, Полярный  
и Приполярный Урал выделены в северный сектор Урала, Северный  
и Средний Урал – в центральный сектор, а Южный Урал – в южный  
сектор, он отделяется от Мугоджар долиной р. Урал. Границы секто-  
ров показаны на фоне схемы тектонической зональности Урала (рис. 2).

При всей сложности геологического строения Уральский регион  
в различных его зонах и секторах отличается единством и взаимо-  
связанностью геосторического развития, что особенно четко обос-  
новывается совокупностью полученных геолого-геохронологических  
данных. Они позволяют по-новому осветить многие существенные  
вопросы геологического строения и развития изучаемой территории  
и предложить новый вариант (глава VII) интерпретации схемы  
тектонического районирования Уральской складчатой системы, при-  
веденной в XII томе "Геологии СССР" (1969).

Систематическое геохронологическое изучение докембрийских и  
фанерозойских осадочных, магматических и метаморфических образо-  
ваний Урала и восточной части Русской плиты началось с органи-  
зации в 1955–1956 гг. в Башкирском и Уральском филиалах  
АН СССР, а затем в Уральском геологическом управлении и в Коми  
филиале АН СССР специальных лабораторий. В пополнении геохро-  
нологических материалов по Уралу, Тиману и Волго-Уральской об-  
ласти, кроме того, принимали участие геохронологические лабора-  
тории ряда академических институтов (ИГГД, ИГЕМ, ГЕОХИ, РИАН, ИГ  
АН КазССР и ДагФАН СССР), а также лаборатории МГУ, ВСЕГЕИ  
и КазИМС.

---

Окончание подписи к рис. 1

гиб); 4 – выступы байкалид; 5 – Канинско-Тиманская зона байка-  
лид; 6 – области каледонской складчатости; 7 – полициклический  
Уральский геосинклинальный пояс (байкалиды, каледониды, герцени-  
ды) с внутренней субмеридиональной структурно-формационной  
зональностью, 8 – изолинии глубин залегания кристаллического фун-  
дамента (в ж); 9 – разломы, выявленные и предполагаемые; 10 – гра-  
ницы структурно-формационных зон Урала, Предуральского прогиба,  
Прикаспийской впадины; 11 – границы изучаемого региона



Рис. 2. Схема тектонического и географического районирования Уральской складчатой системы и сопредельных областей

Тектонические зоны: 1 – Приуральский склон Восточно-Европейской платформы; 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская внешняя зона линейной складчатости, 4 – Центрально-Уральское поднятие, 5 – Тагило-Магнитогорское погружение, 6 – Восточно-Уральское поднятие, 7 – Восточно-Уральское погружение, 8 – Зауральское поднятие, 9 – Тюменско-Кустанайское погружение, 10 – Тобольско-Кушмурунское поднятие, 11 – Южно-Тургайский прогиб. (Названия тектонических зон Урала и их границы заимствованы из работ И.Д. Соболева, 1969, и Н.В. Свяжина и В.Я. Левина, 1971). Географические пояса Уральской складчатой системы: I – Полярный Урал, II – Приполярный Урал, III – Северный Урал, IV – Средний Урал, V – Южный Урал, VI – Мугоджары. Поперечные линии – границы поясов. Условные субширотные секторы Урала: I и II – Северный, III и IV – Центральный, V – Южный, VI – Мугоджары.

Общее количество использованных или учтенных при составлении предлагаемой работы радиологических датировок превышает 2355. Большинство их (2186) выполнено К-Аг методом, остальные U-Th-Pb (78), Rb-Sr (51) и  $\alpha$ -Pb (40) методами.

Изотопно-геохронологические исследования докембрия Урала и восточной части Русской плиты и доюрского фанерозоя Урала проводились автором в Лаборатории изотопной геологии Института геологии БашФАН СССР начиная с 1955 г. Им предшествовало (с 1952 г.) геолого-петрографическое и геохимическое изучение докембрия Волго-Уральской области. Главными объектами для изотопного датирования служили магматические и метаморфические (в том числе метасоматические) образования нижнего и верхнего докемб-

рия, палеозоя и триаса, а также глауконитсодержащие породы рифей и вендомия.

В основные задачи исследования входило: 1) датирование, расчленение и корреляция подразделений нижнего и верхнего докембрия; 2) установление времени проявления процессов магматизма и метаморфизма; 3) выяснение возраста некоторых типов эндогенного оруденения; 4) разработка схем геосторической периодизации и 5) освещение ряда неясных и дискуссионных вопросов геологического строения и истории формирования изучаемого региона.

В итоге проведенных работ вырисовалась целостная сравнительная (Уральский геосинклинальный пояс — сопредельная часть Восточно-Европейской платформы) характеристика проявлений во времени и в пространстве главных типов эндогенных процессов (магматизм, метаморфизм, тектогенез, рудогенез), обусловивших становление геологической структуры названной территории (додевонской в пределах платформы и доюрской на Урале).

Кроме результатов собственных полевых исследований, проводившихся на Среднем и Южном Урале и в Зауралье, автором использованы коллекции и опубликованные геохронологические данные научных сотрудников Лаборатории изотопной геологии ИГ БашФАН СССР В.И. Ленных, Л.С. Лозовой, Д.В. Постникова, П.П. Паламарь, а также сотрудников других подразделений ИГ БашФАН СССР А.А. Алексеева, И.С. Вахромеева, А.А. Захаровой, М.И. Исмагилова, А.И. Олли, Л.Д. Ожигановой, Г.Н. Пшеничного, В.А. Романова, Д.Н. Салихова, К.Р. Тимергазина и других геологов. Часть каменного материала была получена от сотрудников научных и производственных организаций Урала, Волго-Уральской области и Центра — Л.Т. Беляковой, Ю.Р. Беккера, С.В. Богдановой, М.М. Веселовской, Г.И. Водорезова, Н.П. Гилевой, Л.З. Егоровой, Б.М. Келлера, А.А. Клевцовой, В.И. Козлова, Т.А. Лапинской, И.Л. Лучинина, В.Ф. Морковкиной, С.В. Морозова, М.Е. Раабен, А.Ф. Ротаря, Б.С. Ситдикова, Л.Ф. Солонцова, Н.П. Старкова, Н.Г. Удовкиной, П.Н. Швецова и других исследователей. Всем названным лицам и другим сотрудникам ИГ БашФАН СССР и родственных организаций, оказавшим содействие в выполнении предлагаемой работы предоставлением ценного материала, критическими замечаниями или иными видами помощи, автор приносит искреннюю благодарность.

Автор выражает глубокую признательность Л.Л. Шанину, организовавшему в Лаборатории изотопной геологии масс-спектрометрический анализ аргона, Д.В. Постникову, проводившему многолетние геолого-петрографические и геохронологические исследования докембрия восточной части Русской плиты и сопоставительный анализ отечественных и зарубежных данных по другим районам развития докембрия; Л.С. Лозовой, изучающей гранитоиды Урала, М.С. Бобровой, подготовившей систематизацию определений рубидий-стронциевого метода; инженерам — масс-спектрометристам Р.Т. Меньшиковой, Ю.Н. Попову, Н.Н. Дядину и Ю.П. Аршинову, выполнившим основной объем изотоп-

Таблица 1

Геохронологическая шкала главнейших рубежей фанерозоя в абсолютном летоисчислении (в млн.лет) при значениях констант:  $\lambda_{U^{238}} = 1,537 \cdot 10^{-10}$  лет,  $\lambda_{U^{235}} = 9,78 \cdot 10^{-10}$  лет,  $\lambda_{Th^{232}} = 4,99 \cdot 10^{-11}$  лет,  $\lambda_K = 0,577 \cdot 10^{-10}$  лет,  $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$  лет,  $\lambda_{Rb^{87}} = 1,39 \cdot 10^{-11}$  лет

Холмс, 1960		Калп, 1960		Афанасьев и др., 1964		Симпозиум, Холмс, 1964		Рекомендуемый проект шкалы, Афанасьев, 1968	
								Плейстоцен	1,5 $\pm$ 0,5
Плиоцен	11	Плиоцен	11	Плиоцен	12	Плиоцен	7	Плиоцен	9 $\pm$ 3
Миоцен	25	Миоцен	23	Миоцен	26	Миоцен	26	Миоцен	25 $\pm$ 2
Олигоцен	40	Олигоцен	35	Олигоцен	37 $\pm$ 1	Олигоцен	37	Олигоцен	37 $\pm$ 2
Эоцен	60	Эоцен	55	Эоцен	60 $\pm$ 2	Эоцен	54	Эоцен	58 $\pm$ 4
Палеоцен	70	Палеоцен	70	Палеоцен	65 $\pm$ 3	Палеоцен	65	Палеоцен	67 $\pm$ 3
Мел	135	Мел	135	Мел	137 $\pm$ 6	Мел	136	Мел	137 $\pm$ 5
Юра	180	Юра	180	Юра	195 $\pm$ 5	Юра	190	Юра	195 $\pm$ 5
Триас	225	Триас	-	Триас	240 $\pm$ 10	Триас	225	Триас	230 $\pm$ 10
Пермь	270		270	Пермь	285 $\pm$ 10	Пермь	280	Пермь	285 $\pm$ 10
		Пенсильваний							
Карбон	350	Миссисипий	350	Карбон	350 $\pm$ 10	Карбон	345	Карбон	350 $\pm$ 10
Девон	400	Девон	400	Девон	410 $\pm$ 10	Девон	395	Девон	410 $\pm$ 10
Силур	440	Силур	430	Силур	440 $\pm$ 15	Силур	435	Силур	440 $\pm$ 10
Ордовик	550	Ордовик	490	Ордовик	500 $\pm$ 20	Ордовик	500	Ордовик	500 $\pm$ 15
Кембрий	600	Кембрий	600	Кембрий	570 $\pm$ 20	Кембрий	570	Кембрий	570 $\pm$ 15
				Докембрий				Докембрий	

Все возрастные значения относятся к нижним границам хроностратиграфических подразделений.

ных анализов радиогенного аргона, химикам З.В. Евдокимовой, Г.Н. Никифоровой, А.Б. Нагель и М.А. Костиной, обеспечившим анализ калия и ряда других элементов, Г.А. Глухой, И.Г. Погорской и С.П. Ишметовой, принимавшим участие во многих видах полевых, лабораторных, аналитических и оформительских работ.

При обобщении изотопно-геохронологических данных и их геологической интерпретации использованы геохронологическая шкала 1964 года (Афанасьев, Багдасарян и др., 1964), геохронологическая шкала верхнего протерозоя (Гаррис, Казаков и др., 1964), региональная геохронологическая шкала (Гаррис, 1964) и рекомендуемый проект геохронологической шкалы (Афанасьев, 1968) (табл. 1). Для дискуссионного рубежа девон-карбон, в соответствии с региональной геохронологической шкалой (табл. 2), принято значение 340 млн. лет.

В ходе разработки главных положений, отраженных в предлагаемой работе, важнейшее теоретическое значение для автора имели труды Г.Д. Афанасьева, Ю.А. Билибина, В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, А.А. Богданова, Э.К. Герлинга, А.Н. Заварицкого, Б.М. Келлера, Ю.А. Косыгина, Ю.А. Кузнецова, И.Г. Магакьяна, А.А. Маракушева, В.В. Меннера, М.В. Муратова, Е.В. Павловского, А.В. Пейве, Ю.Ир. Половинкиной, Д.В. Рундквиста, В.И. Смирнова, И.Е. Старика, А.И. Тугаринова, Е.К. Устиева, В.Е. Хаина, Н.П. Хераскова, Н.С. Шатского, Н.А. Штрейса, К.А. Шуркина, А.Д. Щеглова, А.Л. Яншина.

В регионально-геологическом отношении опорными являлись работы А.А. Абдулина, Л.А. Варданянца, Ю.Р. Беккера, М.Б. Бородаевской, М.И. Гарая, Б.А. Голдина, А.Н. Заварицкого, К.П. Иванова, Г.А. Кейльмана, Б.М. Келлера, Т.А. Лапинской, Е.А. Мазиной, Н.Ф. Мамаева, А.В. Миловского, Ю.Е. Молдаванцева, В.Ф. Морковкиной, С.В. Москалевой, П.В. Нечаева, Л.Н. Овчинникова, А.И. Олли, А.С. Перфильева, В.А. Прокина, А.А. Пронина, П.С. Прямоноснова, М.Е. Раабен, Н.А. Румянцевой, В.И. Сергиевского, Б.С. Ситдикова, Г.А. Смирнова, Ю.Д. Смирнова, И.Д. Соболева, Н.Г. Удовкиной, М.В. Фишмана, И.В. Чермениновой, Д.С. Штейнберга, Г.Ф. Яковлева и ряда других исследователей.

Важные геохронологические данные по территории восточной части Русской плиты, Урала и Мугоджар почерпнуты автором из работ А.А. Абдулина, Ф.Ф. Апельцина, Е.В. Библиковой, Ю.А. Бурмина, А.П. Виноградова, Э.К. Герлинга, Б.А. Голдина, А.П. Гревцовой, В.А. Дунаева, Н.И. Дурневой, В.Л. Зверева, С.И. Зыкова, Ю.П. Ивенса, Г.А. Казакова, Г.А. Кейльмана, Л.В. Комлева, К.Г. Кнорре, А.А. Краснобаева, О.К. Ксенофонтова, В.И. Ленных, Л.С. Лозовой, Б.К. Львова, Б.А. Малькова, А.В. Миловского, С.Л. Миркиной, Ю.Е. Молдаванцева, Г.А. Муриной, Л.Н. Овчинникова, М.В. Пановой, Н.И. Полевой, Д.В. Постникова, В.Н. Пучкова, Б.М. Роненсона, З.Г. Рупасовой, Ю.Д. Смирнова, А.И. Степанова, Н.И. Ступниковой, А.И. Тугаринова, Н.Г. Удовкиной и М.В. Фишмана.

Автор считает своим долгом высказать чувство искренней признательности заведующему Лабораторией стратиграфии и геохронологии

Таблица 2

Сопоставление единой и региональной геохронологических шкал палеозоя и докембрия

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении (Комиссия по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1964 г.)

Геохронологическая шкала Урала и восточной части Русской плиты (Гаррис, 1964, 1974).

$$\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \lambda_{Rb} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$$

Млн. лет	Период	Длительность
240±10	Пермь	45
285±10		
340	Карбон	55-75
360		
410±10	Девон	70-50
440±15		
500±20	Силур	30
570	Ордовик	60
	Кембрий	70
	Докембрий	

Период	Эпоха	Млн. лет
Пермь	Поздняя	230
	Ранняя	250
Карбон	Поздняя	270
	Средняя	285
	Ранняя	300
Девон	Поздняя	340
	Средняя	370
	Ранняя	400
Силур		440
Ордовик		500
Кембрий		570

Докембрий

Эры и их подразделения				570
Протерозой	поздний	Вендомий	V <sub>2</sub>	600-620
			V <sub>1</sub>	680
		Рифей	поздний	R <sub>3</sub> <sup>2</sup>
	R <sub>3</sub> <sup>1</sup>			1100
	средний			1350
				1600
				1900
ранний	второй		2250	
		первый	2600	
Архей	поздний			

1100-1200	Протерозой	поздний
1600±50		
1900±100		
2600±100	Архей (до 3500 млн. лет)	

докембрия Института геологии АН СССР, доктору геолого-минералогических наук Б.М. Келлеру за многолетние консультации по вопросам геологии верхнего докембрия.

Глубокую благодарность за весьма ценные советы, рекомендации и критические замечания, направленные на улучшение предлагаемой работы, автор приносит научным сотрудникам Отдела петрографии ИГЕМ АН СССР.

Постоянное чувство сердечной признательности автор сохраняет по отношению к покойному председателю Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций члену-корреспонденту Академии наук СССР Георгию Дмитриевичу Афанасьеву, оказывавшему автору на протяжении ряда лет существенную помощь в проведении геохронологических исследований.

## ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СИСТЕМЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопное датирование осадочных, магматических и метаморфических пород и минералов проводилось с использованием K-Ar метода и привлечением материалов по U-Th-Pb, Rb-Sr и  $\alpha$ -Pb методам.

Общая система исследований строилась на принципе единства и взаимосвязанности геологических, методических и экспериментально-аналитических работ. При этом предусматривалось; 1) полевое геологическое (стратиграфическое, петрографическое) изучение избранных районов и объектов (разрезов, вулканогенных толщ, интрузивных массивов, жильных серий, метаморфических комплексов, околорудных ореолов и др.) с выяснением взаимоотношений соответствующих геологических тел и сбором специальных коллекций; 2) лабораторное петрографо-минералогическое изучение каменного материала с установлением характера и оптимальных навесок проб на различные виды анализов; 3) выделение в зависимости от особенностей изучаемых пород моногенерационных, мономинеральных или (и) валовых проб; 4) проведение для различных видов проб выборочно (в соответствии с поставленными задачами) химического, термического, рентгено-структурного, люминесцентно-битуминологического, спектрального, иммерсионного анализов, определение форм воды и др.; 5) химическое и пламенно-фотометрическое определение в возрастных пробах калия, а для некоторых магматических пород и серицитов из околорудных ореолов также и натрия; 6) масс-спектрометрическое определение содержания радиогенного аргона и выборочно - проведение экспериментальных исследований по его сохранности со снятием аргонограмм; 7) после получения изотопных датировок и результатов других анализов - сопоставление их с геологическими данными и повторное, более детальное и целенаправленное микроскопическое минералого-петрографическое изучение; 8) в случае обнаружения разброса датировок по геологически единому телу - проведение контрольных и дополнительных возрастных определений (в том числе в других лабораториях) и более углубленных геолого-петрографических исследований, вплоть до повторного полевого изучения; 9) обобщение всех полученных аналитических и геологических собственных и литературных данных и комплексная интерпретация их совокупности; 10) статистическая обработка накопленных материалов, основанная на выделении возрастных групп датировок по гене-

тическому принципу и с учетом характера и степени измененности пород и минералов.

В первую очередь изучались опорные, а затем дополнительные объекты, что было необходимо для разработки региональной геохронологической шкалы и схемы периодичности проявления эндогенных процессов (магматизм, метаморфизм, рудогенез).

В числе геологических методов использовались приемы историко-геологического и петрографического анализа с выяснением стратиграфической и структурно-тектонической позиции геологических тел, состава и минералого-петрографических особенностей слагающих их пород с обязательным микроскопическим изучением взаимоотношений и сохранности минералов, а также последовательности их образования и характера преобразования (перекристаллизация, метасоматическое замещение, катаклаз и др.).

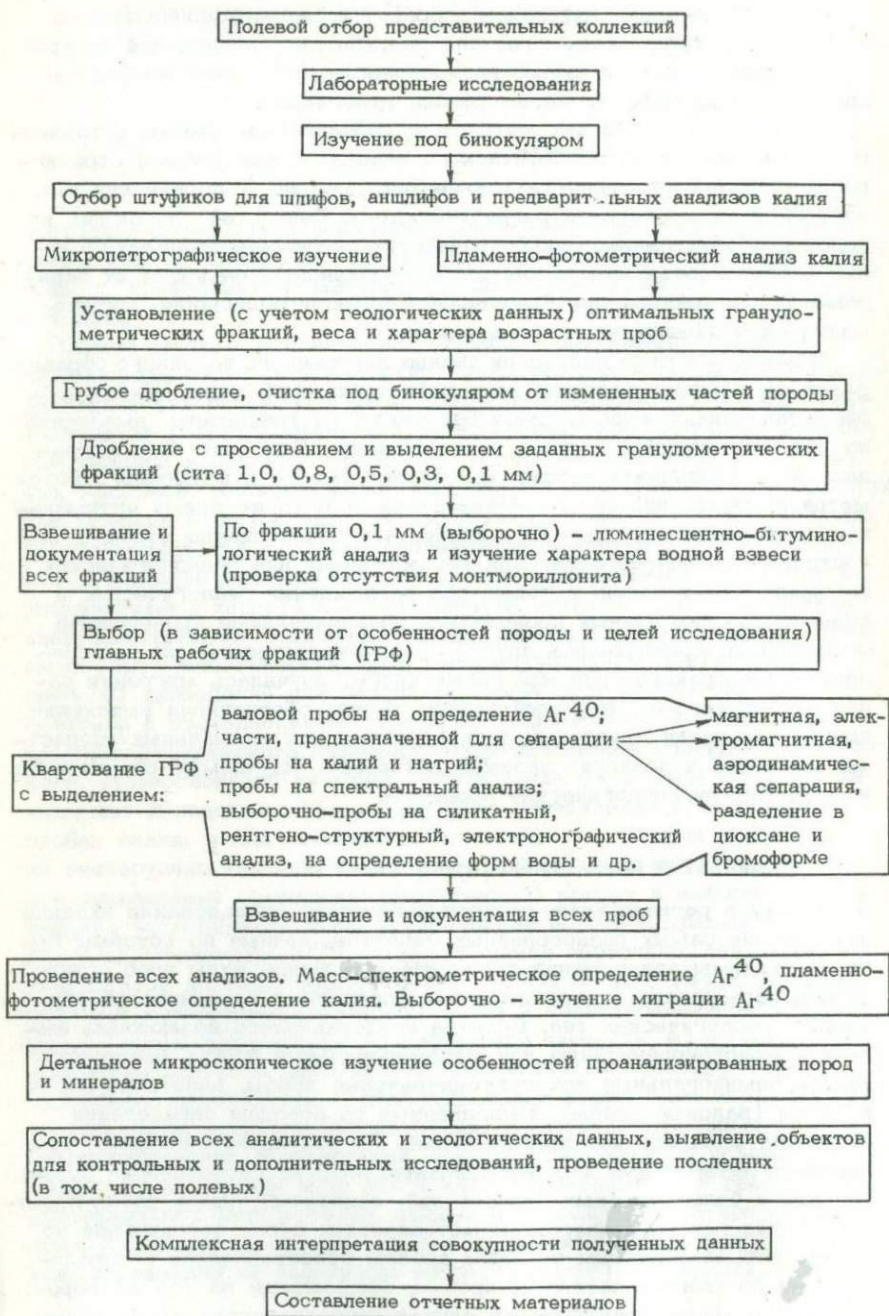
В зависимости от получения данных для каждого исходного образца задавалась индивидуальная схема подготовки проб, а для каждой пробы устанавливался индивидуальный режим ее тренировки, выделения из нее радиогенного аргона и его очистки. При этом преследовалась цель обеспечить работу масс-спектрометра и пламенного фотометра на более или менее стандартных и в то же время оптимальных содержаниях аргона-40 и калия, что обеспечивало хорошую сопоставимость результатов. Для неомогенных или радиологических некомпетентных пород, а также при расхождении геологических и радиологических данных проводились дополнительные проверочные определения, привлекались другие гранулометрические или минералогические фракции проб или новые пробы, изучалась миграция радиогенного аргона. Подобный подход обычно обеспечивал выяснение причин получения отдельных дискордантных или аномальных возрастных значений и позволял надежно датировать изучаемые объекты или изменившие их геологические процессы.

### О ХАРАКТЕРЕ ВОЗРАСТНЫХ ПРОБ

Поскольку в региональные геохронологические исследования входило датирование самых разнообразных объектов, данные по которым были необходимы для решения геологических задач, виды проб приходилось варьировать в зависимости от природы и особенностей изучаемых геологических тел. Если не представлялось возможным выделить моногенерационные или мономинеральные пробы, анализировались биминеральные или полиминеральные пробы, вплоть до пород в целом (валовые пробы). Выполненные по породам определения интерпретировались как приближенные. Их результаты косвенно проверялись датировками мономинеральных проб из геологически более древних и более молодых образований, связанных между собой пространственно или генетически. В методических целях определения по специально подобранным валовым пробам сопоставлялись с определениями по мономинеральным пробам, выделенным из той же породы. Таким образом выявлялись случаи несоответствия результатов,

Таблица 3

Схема последовательности работ по К-Аг датированию



полученных по пробам различных типов, и выяснялись причины этого. Для главных типов магматических пород пригодность валовых проб изучалась экспериментально путем определения коэффициента диффузии и энергии активации радиогенного аргона (Денисенко, 1965, 1965а, 1972).

В общую установку работ входило проведение возрастных определений для геологически важных объектов по возможности по всем калийсодержащим сосуществующим минералам и породе в целом.

В качестве мономинеральных проб использовались: глауконит, минералы подгруппы мусковита и биотита, включая фуксит, серицит, флогопит и лепидомелан, разновидности калиевых полевых шпатов и и роговых обманок. Большинство биминеральных проб составляли плагиоклаз-калишпатовые и пироксен-амфиболовые фракции. Естественно, что для каждого минерала (породы) технология выделения и очистки возрастных проб варьировалась в зависимости от особенностей конкретного объекта.

Подготовка проб производилась методом сухой (ситовой магнитной, электромагнитной, аэродинамической и др.), в отдельных случаях мокрой (с диоксидом) сепарации. Использовались электромагнит УМ-2, электростатический сепаратор ПС-18, ручной магнит Сочнева, аэродинамический сепаратор конструкции Н.Н. Дядина и др. Чистота проб контролировалась под бинокляром. Таким же образом проводилась их доочистка.

Измельчение пород выполнялось с учетом естественной размерности, а также заданных навесок и такой размерности рабочих фракций, которая обеспечивает максимальное усреднение проб. Чаще всего определения проводились на двух главных рабочих фракциях (0,5-0,3 и 0,3-0,1 мм). Более крупные и более мелкие фракции оставались в качестве резервных. При поисках избыточного аргона в основных и ультраосновных породах использовались фракции от 1,0 до < 0,1 мм. Навески для химического, спектрального и других анализов выделялись из главных рабочих фракций, предназначенных для определения калия и аргона. Выделение и очистку проб проводили Г.А. Глухова, В.А. Михайлова, Л.В. Мосдорф, Г.Д. Павлова и И.Г. Погорская.

Общую схему последовательности операций по подготовке проб иллюстрирует табл. 3.

#### О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ КАЛИЯ И РАДИОГЕНННОГО АРГОНА

Определение в пробах радиогенного аргона проводилось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с количественным контролем примеси воздушного аргона введением эталона, обогащенного  $Ar^{36}$  до 5-6%. Преимущества этого метода по сравнению с объемным методом охарактеризовали Л.Л. Шанин и Н.Н. Дядин (1960).

Измерение содержания в горных породах и минералах радиогенного аргона слагается, как известно, из пяти главных операций:

1) возможно более полного удаления воздушного аргона из пробы.

поглотителей и реактора (тренировка); 2) выделения из пробы радиогенного аргона; 3) очистки его от примесных газов; 4) количественного изотопного анализа и 5) внесения поправки на воздушный аргон.

Поправка на воздушный аргон вводится путем определения отношения  $Ar^{36}/Ar^{40}$  на масс-спектрометре. В связи с тем, что измерение изотопных отношений по сравнению с предыдущими операциями делается относительно быстро, а на подготовку масс-спектрометра и выделение очищенного аргона требуется значительное время, многие лаборатории стали применять консервирование аргона в ампулах с активированным углем, чтобы на изотопный анализ можно было направлять сразу целую партию проб. В нашем случае аргон определялся обычно непосредственно из пробы, что позволяло при необходимости сразу дублировать анализы или привлекать другие минеральные и размерные фракции соответствующей породы.

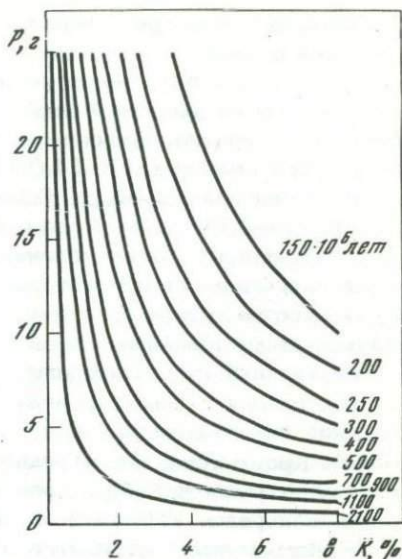
Определение содержания в пробах  $Ar^{40}$  (Гаррис, Дядин, Закирова и др., 1961) складывается из следующих операций: 1) выбор оптимальных навесок и условий анализа (в зависимости от индивидуальных особенностей проб); 2) тренировка проб при различных температурах; 3) высококачественная плавка; 4) внутрореакторная очистка выделившегося радиогенного аргона от других газов; 5) разделение аргона на две части (в точно известном соотношении); 6) дозирование эталонного аргона; 7) разбавление им одной из частей выделенного из пробы аргона на устройстве конструкции Л.Л. Шанина; 8) вымораживание углекислоты, которой разбавлен трассер; 9) измерение изотопных отношений аргона в обеих частях газа на масс-спектрометре МС-2 компенсационным методом; 10) вычисление содержания радиогенного аргона.

Благодаря использованию съемных взаимозаменяемых реакторов со стандартными шлифами и многопозиционного откачного поста конструкции Н.Н. Дядина работы велись по "конвейерной" системе, позволяющей при одновременной тренировке, плавке и анализе различных проб производить 25-30 определений в сутки.

Точность изотопного анализа  $Ar^{40}$  при ширине щели ионоисточника 0,5 мм и щели коллектора приемника ионов 1,0 мм [чувствительность погрешностей в среднем составляет  $\pm(1,8-2,1)\%$ ; Ю.Н. Попов и др., 1967]. Для особо важных проб выполнялось до трех-четырёх параллельных измерений с варьированием навесок и режимов анализа. При расхождении результатов, превышающем 3%, проводились специальные поиски причин и дополнительные исследования (изучение сохранности аргона, термический, люминесцентно-битуминологический, полный химический анализы и др.).

Выбор оптимальной по содержанию радиогенного аргона (около 0,5 нмм<sup>3</sup>) навески осуществлялся с помощью графика (рис. 3), построенного с учетом процентного содержания калия и вероятного абсолютного возраста, который предварительно оценивался на основании геологических данных или по аналогии с уже исследованными пробами из того же геологического объекта.

Рис. 3. График для определения оптимальных навесок ( $P$ ) проб для изотопного анализа аргона (в зависимости от содержания в минерале или породе калия и предполагаемого их возраста), рассчитанный на суммарное количество в навеске  $0,5 \text{ мм}^3$  радиогенного аргона



Масс-спектрометрический анализ аргона производили в разные годы инженеры и научные сотрудники Ю.П. Аршинов, Е.А. Денисенко, Н.Н. Дядин, Ф.С. Закирова, Р.Т. Меньшикова и Ю.Н. Попов. Руководство этими работами и монтаж оригинальной установки для анализа радиогенного аргона собственной конструкции в 1954-

1958 гг. осуществлял Л.Л. Шанин. Описание установки и ее главных узлов - дозирующей системы конструкции Л.Л. Шанина, реакторов и многопозиционного откачного поста - приведено в работе Ю.Н. Попова, Е.А. Денисенко и Р.Т. Меньшиковой (1967).

Для анализа калия использовались три метода - хлорплатиновый, перхлоратный и пламенно-фотометрический. Из фотометров применялись: прибор, сконструированный в ИГЕМ АН СССР на базе монохроматора УМ-2 с фотоумножителями ФУ-22, и отечественный прибор со светофильтрами марки СПС-58. Большинство определений выполнено на первом фотометре.

Содержание калия определялось из исходных проб весом 0,4-0,5 г, которые отквартовывались от главных фракций возрастных проб и дотирались в яшмовых или агатовых ступках до размера частиц  $<0,03 \text{ мм}$  (с соблюдением предосторожностей в отношении возможного изменения процента калия в пробе за счет влаги воздуха). Перед взятием на микровесах навески на анализ (около 0,1 г) исходная проба доводилась до постоянного веса при температуре  $105^{\circ}\text{C}$ . Оптимальная концентрация калия в анализируемых растворах обычно находится в пределах от 40 до 20  $\mu/\text{мл}$ . Для определения нужной степени разбавления раствора во многих случаях сначала делались предварительные ("прицельные") определения. Производилось обязательное буферирование кальция, а для ряда проб - также магния, железа и алюминия. Определения калия выполняли химики-аналитики Химической лаборатории ИГ БашФАН СССР З.В. Евдокимова (зав. лабораторией), А.Б. Нагель, Г.П. Никифорова, М.А. Костина и И.М. Жукова.

Величина относительной ошибки при фотометрическом определении калия колебалась в пределах 0,5-0,3%. Вариации показаний



пламенного фотометра с монохроматором обычно не превышали расхождений в 1-2%.

Сравнение пламенно-фотометрического метода с перхлоратным, выполненное на эталонной пробе "Азия 1/65", показало явное преимущество первого. Полученные этим методом на двух разных фотометрах содержания калия (4,03 и 3,99%) близки к среднему взвешенному значению  $4,013 \pm 0,038\%$  и лежат в доверительном интервале (3,96-4,07%), вычисленном по данным 24 геохронологических лабораторий Союза (Афанасьев, Зыков, 1968). Содержание калия, полученное на фотометре с монохроматором (3,99%), почти полностью соответствует среднему значению из 33 измерений (3,98%), выполненных в Швейцарской геохронологической лаборатории (Э.Егер).

Внутренний и внешний контроль измерений по калию и аргону осуществлялся с помощью эталонных проб, представлявших Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций. Кроме того, ряд определений радиогенного аргона и калия контролировался в Лаборатории абсолютного возраста горных пород и минералов ИГЕМ АН СССР, в том числе на установке для изотопного микроанализа аргона (Л.Л.Шанин, М.М.Аракелянц). Эталонные пробы Комиссии использовались и для внутрисерийной сверки, а также для контроля индивидуальных определений по реперным объектам. Этими пробами служили мусковит, биотит и микроклин из Северной Карелии (Черная Салма), мусковиты с Урала ("Урал 1/62" и "Урал 2/62"), мусковит 1/64 и эффузив ("Азия 1/65"). Значения, полученные по калию и радиогенному аргону по всем семи пробам, были очень близки (расхождения 1-2%) к среднему принятому межлабораторному значению, выведенному из результатов, расходящихся не более чем на 3% (Афанасьев, Зыков, 1968; Афанасьев, Брандт, Багдасарян и др., 1970). Анализ общей погрешности возрастных определений по многолетним данным Лаборатории изотопной геологии ИГ БФАН СССР показал колебания в пределах 1,5-2,0%.

Для расчета возраста, в соответствии с указанием Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГТ АН СССР, использовались следующие значения констант:  $\lambda_K = 5,57 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$ ,  $\lambda = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ ,  $K^{40} = K \cdot 1,22 \cdot 10^{-4} \text{ Вес.}\%$ .

Более подробно установка для анализа радиогенного аргона и система работы на ней были охарактеризованы ранее (Гаррис, Дядин и др., 1961).

#### О КРИТЕРИЯХ ОЦЕНКИ ПРИГОДНОСТИ МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ К-Аг ДАТИРОВАНИЯ

Многолетние геохронологические исследования давно уже позволили установить, что достоверность К-Аг датирования зависит, кроме точности анализа калия и радиогенного аргона, от характера используемых минералов, горных пород и выделенных из них проб - степени их чистоты, представительности, усредненности аликвот

и физико-химических особенностей. На заре К-Аг метода доминирующими в оценке геохронологической пригодности минералов считались одни лишь физические критерии — плотность установки, высокая термическая устойчивость минералов и соответствующие значения энергии активации Аг, диффузионных параметров и др. При этом априорно принималось, что исследуемые минералы не подвергались наложенным физическим или химическим воздействиям и являются типичными представителями данного минерального вида, а составленная из них проба вполне гомогенна и адекватна раздробленному монокристаллу. Полученные по какой-то одной или нескольким разновидностям минерала результаты нередко абсолютизировались и неправомерно переносились на любые его разновидности без учета того, что лабораторные условия (прогрев в вакууме или в инертной среде) далеки от природных.

В дальнейшем практика геохронологических исследований показала применимость К-Аг метода к самым разнообразным минералам и горным породам (в том числе и к таким термонеустойчивым, как глаукоцит) и на первый план выдвинулись геологические (геоисторические) критерии пригодности каменного материала, учитывающие генетические особенности изучаемых объектов и влияние преобразующих факторов температуры, давления и мигрирующих расплавов и флюидов. При таком подходе оказалось возможным устанавливать в одних случаях время образования пород (минералов), а в других — возраст метаморфизма, ультраметаморфизма, гидротермального метасоматоза, что не менее важно, чем датирование исходной породы. Так "недостаток" К-Аг метода превратился в его преимущество, поскольку геологическими методами определить возраст метаморфизма обычно труднее, чем возраст первичных пород, которые связаны определенными соотношениями с подстилающими, вмещающими и перекрывающими толщами. Неполноценность физических критериев пригодности минералов для К-Аг датирования определяется неограниченностью природных возможностей в отношении привноса — выноса материнского и дочернего изотопов. В то же время названные процессы, как правило, оставляют в породе (минерале) следы своих воздействий, выявление которых геологическими методами не представляет особых трудностей. При этом, естественно, должна учитываться селективность реакции различных минералов (пород) на изменение физико-химических параметров среды (температура, давление, химизм), — другими словами, различная степень их "геохронологической компетентности".

Определение пригодности и представительности каменного материала для радиологического датирования (в зависимости от поставленных геологических задач) начинается уже при проведении полевых исследований, продолжается при лабораторном минералогическом петрографическом, химическом и экспериментальном изучении (с использованием при необходимости физических критериев сохранности Аг, в частности фиксации присутствия низкотемпературного Аг) и заканчивается при комплексной интерпретации всех геологи-

ческих и аналитических данных по соответствующему объекту (Гаррис, Лозовая и др., 1975).

Подобный подход к оценке пригодности каменного материала, соединяющий геологические и физические критерии, исключает как прямолинейное некритическое принятие за истинный возраст породы (минерала) любых полученных значений, так и субъективистскую браковку (без конкретных на то обоснований) одних значений, как якобы "омоложенных", других как "удревленных", а третьих как "не соответствующих геологическим данным" (Дзевановский, 1969; Салоп, 1970).

Что касается сравнительной оценки "геохронологических свойств" калийсодержащих минералов, то опыт проведенных минералого-петрографических (М.А.Гаррис, Д.В.Постников, Л.С.Лозовая) и экспериментальных (Е.А.Денисенко) исследований с учетом посвященных этому вопросу многочисленных отечественных и зарубежных работ (Х.И.Амирханов, Г.Д.Афанасьев, Г.П.Багдасарян, Е.Н.Бартницкий, Д.Бёрст, И.В.Борисевич, С.Б.Брандт, Е.С.Бурксер, Ф.П.Буслаев, Г.Вассербург, Г.Везерилл, Э.К.Герлинг, С.Голдич, Г.Девис, Б.Б.Зайдис, Д.Калп, Г.А.Казakov, Т.Б.Карпинская, П.Кистлер, Ф.И.Котловская, Г.Куртис, Д.Линсон, К.С.Магатаев, И.М.Морозова, Г.А.Мурина, И.В.Николаева, Л.Н.Овчинников, Н.И.Полевая, Г.Н.Пшеничный, М.М.Рубинштейн, С.С.Сардаров, Н.П.Семененко, В.Д.Спринсон, Л.Фолибси, П.Харлей, Л.Л.Шанин, Д.Эверден и др.) приводит к следующим заключениям.

1. В оливинах и пироксенах природа калия и его структурная позиция доподлинно не известны. Имеются данные (Глазунов и др., 1973) о связи калия не с самими этими минералами, а с включениями в них (адсорбция на хромшпинелиде и серпентине, микровключения флогопита и минерала, близкого к изоморфному ряду меррихьюит - реддерит). Валовые пробы ультрабазитов нередко показывают аномально высокие содержания  $Ag^{40}$  (см. ниже). Использование названных минералов в геохронологических целях имеет еще поисковый характер и требует всестороннего геологического и физико-химического (со снятием арнограмм) изучения всех конкретных проб.

2. Амфиболы обладают высокой термической и диффузионной устойчивостью аргона и в зависимости от их генезиса могут широко использоваться для датирования магматических и метаморфических пород при условии детального изучения степени сохранности и установления этапа, к которому приурочено их появление в породе.

3. Мусковит и минералы его подгруппы (фуксит, серицит) представляют собой наиболее ценные объекты К-Аг геохронометрии, что определяется их достаточной химической и физической (термической, диффузионной и "стрессовой") устойчивостью, широкой распространенностью и высоким содержанием калия. При подготовке проб из крупных монокристаллов необходимо учитывать влияние "краевого эффекта", а при интерпретации полученных данных - бо-

лее позднее образование мусковита по отношению к вмещающим гранитоидам.

Регионально-метаморфический серицит при условии чистоты проб позволяет надежно датировать проявление процессов метаморфизма. Серицит гидротермального генезиса, в особенности развитый в околовулканических ореолах месторождений колчеданной формации, нередко отличается сложностью состава агрегатов, образующих послослойные сростания с парагонитом, пиррофиллитом, маргародитом, монтмориллонитом, каолинитом. Из перечисленных минералов только монтмориллонит можно считать "мешающим", так как он, по-видимому, сорбирует мигрирующий аргон. Примесь этого минерала легко устанавливается проверкой на образование устойчивой водной суспензии. Остальные минералы, если они синхронны серициту, результаты датирования не искажают.

Содержание в гидротермальном сериците, кроме калия, небольших количеств натрия, кальция, магния и железа, как установлено нами на примерах моногенерационных серицитов из Гая, Бакр-Тау и Учалов, — первичное, а не следствие наложенных изменений. Последние всегда фиксируются либо в виде перекристаллизации серицита (укрупнение чешуек, появление директивных микроструктур), либо в развитии минеральных новообразований.

Результаты разностороннего изучения геохронометрических особенностей серицита отражены в специальной работе (Гаррис и др., 1976)<sup>1</sup>, поэтому здесь приводится только конечный вывод о несомненной его пригодности для K-Ar датирования. Необходимое условие достоверности получаемых определений — отбор представительных проб, характеризующих все этапы становления метасоматического ореола, правильная обработка и разностороннее изучение каменного материала и геологически обоснованная интерпретация аналитических данных. Аргонограмма и дифрактограмма серицита показаны на рис. 4 и 5.

4. Биотит в силу своей широкой распространенности в магматических и метаморфических образованиях представляет собой очень ценный материал для датирования. Вместе с тем поливариантность состава и происхождения накладывает на его использование в качестве геохронометра специфический отпечаток. Это определяет большое разнообразие свойств различных разновидностей биотита и меньшую правомерность перенесения экспериментальных данных, полученных на одной или нескольких разновидностях, на все его разновидности. Сказанное касается как термической устойчивости в биотите радиогенного аргона, так и химической устойчивости в нем калия и железа. В природных условиях биотит теряет аргон и "омолаживается" чаще, чем другие породообразующие слюды. Основная причина этого — неустойчивость железистого компонента биотита, относительно легко подвергающегося окислению или гидратации. "Омоложение" биотита практически всегда

<sup>1</sup> См. также работу Е.А.Денисенко (1972а).

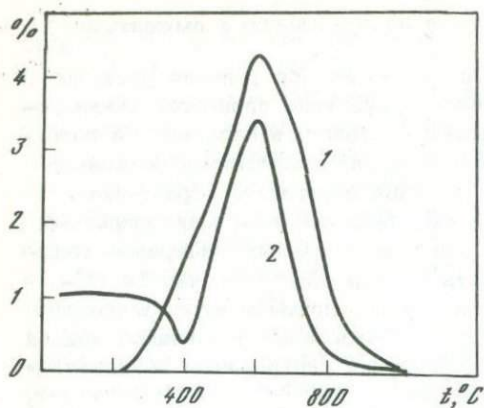


Рис. 4.

Рис. 4. Аргонграмма околорудного гидротермально-метасоматического серицита из Учалинского месторождения (проба Учал, 2П)

Кривые выделения из серицита: 1 - аргона-40, 2 - воды

Рис. 5. Дифрактограммы исходного и прогретого серицита (проба Учал, 2П) в интервале температур 600-1000°C

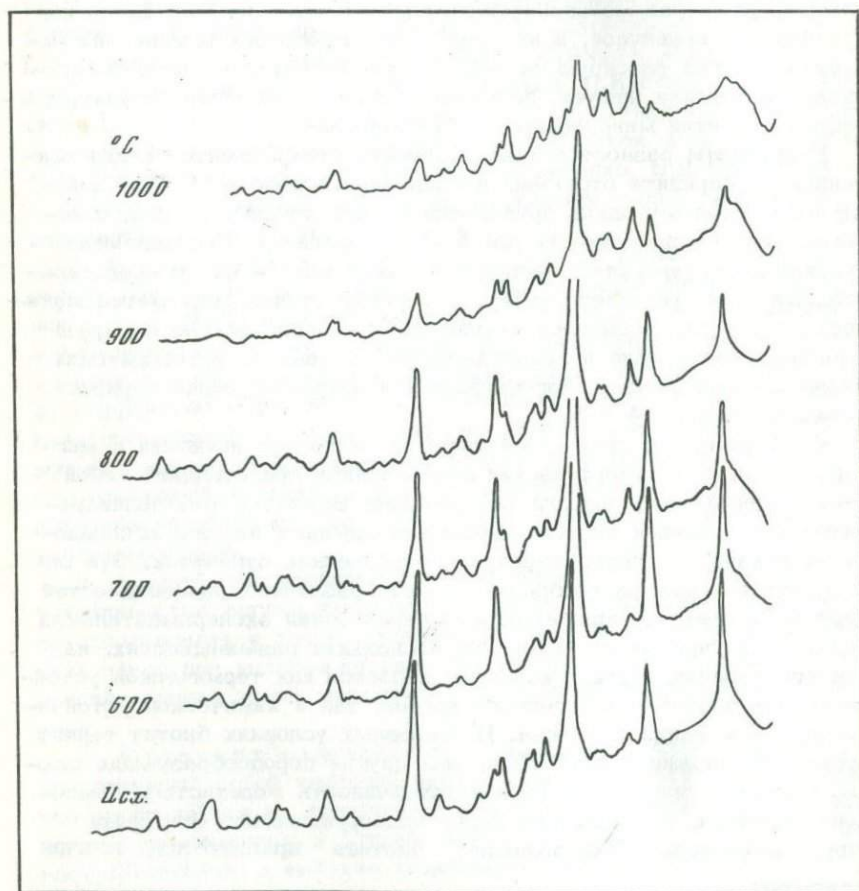


Рис. 5.

сочетается с развитием наложенных минералов (гидробиотита, хлорита, гематита и др.). Вместе с тем известны случаи сохранения радиоактивного равновесия даже при вермикулитизации биотита (Овчинников, Гаррис, 1960). "Удревнение" получаемых по биотиту датировок возможно под влиянием хемогенных факторов при вносе калия, что установлено работами Г.Д.Афанасьева с сотрудниками (Афанасьев, Борисевич и др., 1963), а также экспериментальными данными по выщелачиванию калия (Котловская и др., 1973).

При использовании биотита необходимо особое внимание уделять минерало-петрографическому и химическому (содержание калия) контролю с целью выяснения характера и интенсивности наложенных воздействий, а также тщательно соблюдать оптимальные условия анализа аргона с исключением "эффекта Кольцовой" (Кольцова, 1958). То же относится и к флогопиту. Последний как безжелезистая слюда из подгруппы биотита представляет еще больший геохронометрический интерес, чем биотит, так как обладает более высокой термической устойчивостью.

5. Глауконит, несмотря на самую низкую из всех используемых для К-Аг датирования силикатов химическую и термическую устойчивость, более 20 лет с успехом применяется для установления возраста и корреляции осадочных толщ, особенно верхнего докембрия. При соблюдении всех требований отбора (из неметаморфизованных и не выветрившихся пород) и подготовки проб (микростратиграфический контроль, бинокулярная доочистка с удалением измененных и загрязненных примесями зерен) получаемые по этому минералу возрастные данные хорошо увязываются со стратиграфическими (биостратиграфическими). Последнее подтверждает вывод о главенствующей роли геологических критериев оценки геохронометрической пригодности каменного материала.

Данные И.В.Николаевой ("Глауконит" ..., 1971) не изменяют оценку глауконита как геохронометра, поскольку его гидратация с выносом калия происходит в сингенетических условиях. Отсюда, наоборот, следует, что глаукониты с пониженным содержанием калия по этому признаку отбраковываться не должны.

Искажения возраста по глаукониту возможны лишь при энигенетических его преобразованиях, но последние всегда оставляют микроскопически заметные следы в минерале или вмещающей породе. Частая приуроченность глауконита к карбонатным отложениям облегчает оценку условий эпигенеза, так как кальцит более растворим и чувствителен к повышению давления (перекристаллизация, двойникование), чем глауконит. Микростратиграфический контроль сохранности зерен глауконита и проверка на присутствие смешанно-слоистых глауконит-монтмориллонитовых образований (в водных суспензиях) — вполне надежные гарантии пригодности конкретных проб. В неясных случаях может быть применен метод мессбауэровской спектроскопии (Қазаков и др., 1972). Для увеличения точности анализа аргона следует очищать пробы от возможных примесей карбонатов и битумов и проводить тренировку без нагрева.

6. Группа полевых шпатов в связи с большим разнообразием их генезиса, состава, структуры и типов наложенных преобразований по своим геохронометрическим свойствам весьма пестрая. На сохранность K—Ar отношения в этих сложных поливариантных кристаллических системах влияет множество "внутренних" и "внешних" процессов: упорядочение, разупорядочение, гомогенизация, распад твердого раствора, двойникование, пертитизация, мirmekитизация, пелитизация, сосюртитизация, серицитизация, милонитизация и пр. Перестройка кристаллической решетки под влиянием изменения условий среды способствует возникновению блоковой структуры и потере радиогенного аргона из неустойчивой зоны.

Выполненное в нашей Лаборатории экспериментальное изучение микроклинов из эталонных проб "Черная Салма" и "Урал-4" (Денисенко, 1969, 1970) показало, что "максимальный" в отношении степени упорядоченности пертитизированный микроклин из Карелии, содержащий 10–12% альбитового компонента, имеет пять значений энергии активации: 9, 13, 25, 53 и 71 ккал/моль, причем при температуре 300°C выделилось всего 0,5–1,0% аргона. Значение 25 ккал/моль относится к интервалу температур 450–650°C и, по-видимому, характеризует процесс гомогенизации.

Многочисленными и разносторонними исследованиями полевых шпатов как объектов геохронометрии, проведенными в Советском Союзе и за рубежом (Х.И. Амирханов, Г.П. Багдасарян, Е.Н. Бартицкий, С.Б. Брандт, Г. Вассербург, Г. Везерилл, С. Голдич, Э.К. Герлинг, Г. Дэвис, Д. Калп, Г. Липсон, И.М. Морозова, Г.А. Мурина, Л.Н. Овчинников, Л. Олдрич, М.М. Рубинштейн, С.С. Сардаров, В.Д. Спрингсон, Р. Фолинбси, Д. Эверден и др.), а также нашими данными установлены следующие особенности полевых шпатов:

- 1) энергия активации радиогенного аргона колеблется в широких пределах (от первых десятков до 200 ккал/моль);
- 2) низкотемпературные потери аргона при экспериментальном нагреве калишпатов обычно варьируют от единицы до 15–20%;
- 3) выделение аргона при нагреве связано главным образом с перестройкой кристаллической решетки (гомогенизация), которая в лабораторных условиях проявляется при температурах 450–550°C;
- 4) главная причина потери полевыми шпатами радиогенного аргона в природных условиях – обратимые реакции перестройки их кристаллической решетки (Рубинштейн, 1967);
- 5) стрессовые факторы в зонах глубинных разломов, вызывающие катаклаз и милонитизацию с прогревом, ведут к частичной или полной потере полевыми шпатами радиогенного аргона не только из неустойчивой, но и из устойчивой зон, что установлено нами на материалах кристаллического фундамента платформ; 6) случаи удревления возраста, определенного по калишпатам, нами наблюдались лишь для некоторых пегматитов, что, вероятно, объясняется примесью неравновесного ("пузырькового") аргона;
- 7) дезинтеграция калишпатов в зоне гипергенеза до псефитовых и псамитовых фракций вызывает в древних (рифейских) от-

ложениях значительные потери аргона (см. главу IV); в четвертичных аллювиальных отложениях потери аргона не фиксируются, о чем можно судить по соответствию возраста калишпатов из песчаных зерен и из материнских гранитов (Крылов, 1960); 8) роль пертитизации в потере калишпатами аргона одни авторы (Амирханов и др., 1960) признают, другие же (Овчинников, Гаррис, 1960; Мурина, Спрингсон, 1960) отрицают; по-видимому, это определяется величиной разрыва во времени между образованием калишпатов и их пертитизацией.

Из приведенных данных и сопоставления результатов датирования полевых шпатов, сингенетичных биотитам, следует, что для оценки их пригодности главное значение имеют геологические критерии. В калишпатах из магматических пород, не несущих следов позднейшего интенсивного воздействия РТ-факторов и метасоматизма (химический фактор), аргон сохраняется и датировки соответствуют "биотитовым"; в породах же, претерпевших воздействия названных факторов, "калишпатовый" возраст нередко на 10-15% меньше "биотитового". Подобные датировки позволяют оценивать возраст соответствующих объектов лишь ориентировочно. Их можно приводить (с необходимыми оговорками), но ни в коем случае не "исправлять" введением поправочных коэффициентов, так как это приведет лишь к путанице в фонде накапливающихся датировок. Необходимо иметь в виду, что многообразие особенностей полевых шпатов и переменных факторов природной среды в принципе не позволяет считать правомерным введение каких-либо эмпирических коэффициентов, изменяющих полученные датировки. Каковы бы последние не были, они являются объективным материалом, который нужно не "поправлять", а при интерпретации совокупности данных рационально объяснять.

Иногда, при недостаточном внимании к геолого-минералогической стороне исследований, за "омоложенные" полевые шпаты принимаются действительно более молодые метасоматические образования, особенно в тех случаях, когда существуют две разновозрастные генерации одноименных полевых шпатов. Таковы микроклины из метасоматических гранито-гнейсов кристаллического основания Восточно-Европейской платформы, из герцинских сиалических гранитов Восточно-Уральского поднятия и т.д.

Для получения достоверных датировок по полевым шпатам следует привлекать наиболее молодые в данном структурном этапе (т.е. наименее измененные) магматические полевошпатовые породы, а среди них - застывшие быстро, но на достаточной глубине (по М.М.Рубинштейну - эффект "закалки"). Лучшими в этом отношении являются полевые шпаты из гипабиссальных тел среднего и даже основного состава, так как кислые чаще сопровождаются поздней и послемагматическими изменениями. Ценный материал представляют собой кварц-полевошпатовые жилы и пегматиты, но полевые шпаты из последних должны проверяться на содержание добавочного аргона. Из метасоматических пород для сравнения сле-

дует отбирать контрастные разности — наименее и наиболее фельдшпатизированные, вплоть до полных метасоматитов.

Особо следует рассмотреть дискуссионный вопрос о геохронометрическом значении валовых проб (пород в целом). Опыт проведенных исследований не позволяет считать обоснованной априорную их дискриминацию. Если пригодны минералы в отдельности, то должна быть пригодна и сложенная ими порода. Этот общий вывод был подтвержден результатами экспериментального изучения главных типов валовых проб (см. ниже). Радиологическая компетентность различных горных пород действительно сильно варьирует в зависимости от многих факторов (генезис, состав, структурно-текстурные особенности, эпигенетическая история), но то же самое относится и к минералам. Пригодность проб для изотопного датирования в конечном счете определяется не столько их типом (валовые, биминеральные, мономинеральные), сколько конкретными особенностями каждой породы, правильным (с учетом этих особенностей) приготовлением проб и такой интерпретацией совокупности полученных данных, при которой достоверно обосновывается, к чему относятся полученные возрастные значения — ко времени образования или преобразования породы (минерала). В этом отношении одни породы могут быть названы "простыми", другие — "сложными". Валовые пробы несомненно относятся к последней категории. К недостаткам валовых проб относится их неоднородность (Полевая, 1967), что повышает расхождение результатов определений между отдельными аликвотами. Во избежание последнего необходимо уделять особое внимание тщательному усреднению проб и их представительности по минеральному составу, величине навесок и размерности зерен.

Непригодны для определения времени образования пород валовые пробы, содержащие минералы, измененные или резко различающиеся устойчивостью по отношению к физическим и химическим факторам. В первую очередь это относится к послемагматически измененным гранитоидам, к метасоматическим или другим преобразованным породам, сложенным гетерохронными минералами (мigmatиты, гранито-гнейсы, рапакиви и т.п.), а также к осадочным образованиям, в составе которых в близких количествах сочетаются аутигенные и терригенные калийсодержащие минералы.

Общее требование при использовании валовых проб магматических и осадочных пород — отсутствие следов эпигенетического воздействия на породы термических, химических или динамических факторов. При интерпретации результатов необходимо установить, что характеризует полученная датировка — время породы, процесса ее изменения или промежуточный (гибридный) "возраст".

Рассмотрим некоторые особенности использования главных генетических типов и петрохимических групп пород для K-Ar геохронометрии.

Среди магматических (интрузивных и субвулканических) пород лучшими являются основные, так как они при достаточном содержании калия относительно гомогенны, сложены в большинстве

радиологически устойчивыми минералами и слабее, чем ультраосновные, кислые и щелочные породы, подвержены метасоматическим изменениям. Ультрабазиты при их обычной приуроченности к зонам глубоких разломов нередко несут чужеродный аргон, освобождающийся из вмещающих пород, а для гранитоидов и щелочных магматитов характерны нарушения К-Аг равновесия из-за послемагматического калиевого метасоматоза. Во всех случаях предпочтительнее быстро кристаллизующиеся разности.

Габбро, габбро-нориты и долериты по валовым пробам датируются вполне удовлетворительно (если они не изменены и состоят из минералов, примерно равноценных по радиологической устойчивости). Так, изученные рифейские траппы по валовым пробам и по неизмененному микропегматиту дают совпадающие значения. Сохранность в них К-Аг равновесия обеспечивается их свежестью, неперекристаллизованностью, однофазностью становления. Высокая устойчивость долеритов трапповой формации по отношению к метаморфизму может быть проиллюстрирована на примере рифейских траппов Тимана, сохранивших свой первоначальный возраст - 1200 млн. лет, тогда как по датировкам вмещающих метаморфизованных осадочных пород время завершения метаморфизма 550 млн. лет (Мальков и др., 1971).

Экспериментальным изучением (Денисенко, 1972) свежего рифейского габбро-диабазы трапповой формации (пос. Шигир, Южный Урал) установлено, что при нагреве до 300°C выделяется меньше 2% аргона. Наблюдались три максимума скорости выделения аргона - при температурах около 450, 820 и 1020°C (значения энергии активации соответственно около 13, 35 и 82 ккал/моль). Основное количество аргона связано с высокотемпературным максимумом.

К наилучшим разностям интрузивных пород среднего, кислого и щелочного состава принадлежат свежие амфиболовые или биотитовые, полностью лишённые метасоматических калишпатов и мусковита.

Термическая устойчивость аргона в гранитоидах изучалась на примере Магнитогорского комплекса Южного Урала (Денисенко, 1969). Гранодиорит, граносиенит и граносиенит-порфир при нагреве до 400°C потеряли всего около 1,5% аргона (энергия активации 13-18 ккал/моль). Основное количество аргона выделилось при температурах 600-800°C (энергия активации 31-37,5 ккал/моль). При отсутствии следов наложенных воздействий термического, химического или механического характера валовые пробы названных пород могут использоваться при геохронологических исследованиях в качестве дополнительных, контролируемых мономинеральными пробами. По сравнению с геосинклинальными и орогенными интрузивными образованиями лучшими являются поздние и постконсолидационные (субсеквентные) гипабиссальные и субвулканические тела.

Эффузивные породы в геохронологическом отношении подразделяются на две группы - платформенную и геосинклинальную.

Для кайнотипных невыветрившихся эффузивов первой группы получаются удовлетворительные результаты, которые могут использоваться для оценки возраста соответствующих объектов под контролем мономинеральных проб из этих же, более древних и более молодых образований. Палеотипные эффузивы геосинклинальных областей, испытавшие динамотермальный метаморфизм, не дают стратиграфически значимых датировок. По ним можно лишь приблизительно оценить время завершения метаморфизма. Соотношение геологического возраста геосинклинальных эффузивов силура, девона и нижнего карбона Урала с полученными по ним радиологическими данными показано на рис. 6, при составлении которого учтено, кроме наших работ, специально проведенное в этом направлении исследование Л.Н.Овчинникова с соавторами (Овчинников, Панова, Дунаев, 1961).

К выводу о занижении возрастных значений эффузивов с высоким содержанием калия пришел и М.М.Рубинштейн (1967), который вместе с тем обратил внимание на положительное влияние "закалки" кристаллической решетки калишпатов в приконтактных частях покровов на сохранность аргона в этих минералах. К потере аргона эффузивами ведет также перекристаллизация стекла. Отдельные случаи завышения возраста могут быть связаны с наличием "пузырькового" аргона.

Изучением термической устойчивости радиогенного аргона в двух пробах кайнотипных кислых эффузивов (Денисенко, 1969) установлена удовлетворительная сохранность его. Так, кварцевый порфир из машакской свиты рифея миогеосинклинальной области западного склона Южного Урала при нагреве до температуры  $400^{\circ}\text{C}$  потерял всего 2,5–3% аргона (энергия активации 10,7 ккал/моль), наиболее же интенсивная его отдача началась при температуре  $750^{\circ}\text{C}$  (энергия активации около 30 ккал/моль) и не закончилась даже до  $1000^{\circ}\text{C}$ . Эталонная проба "Азия 1/65" показала сходную картину. До  $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$  потери аргона были незначительны, заметными они стали с  $400^{\circ}\text{C}$ , первый максимум выделения аргона отмечен в интервале  $600\text{--}630^{\circ}\text{C}$ , второй — при температуре  $1000^{\circ}\text{C}$  (энергия активации 32 ккал/моль), причем выделение аргона не закончилось и при  $1050^{\circ}\text{C}$ .

Опыт проведенного изучения разновозрастных "платформенных" эффузивных пород позволил убедиться в пригодности для К–Аг датирования покровных базальтов и липаритов триаса и некоторых кайнотипных разностей эффузивов девона, кембрия, вендомия и рифея. Например, возраст андезитового порфирита из подошвы верхнего девона Удмуртии 375 млн. лет, различных базальтов вендомия Брестской впадины 600–680 млн. лет, упоминавшегося порфира из низов среднего рифея Урала 1335 млн. лет и т.д.

Неплохие результаты дают неизменные разности некоторых туфогенных образований. Так, по туффитам верхнего вендомия Котласа получено 600 млн. лет, франского яруса девона Кировской области 360 млн. лет. Вместе с тем измененные и несущие терри-

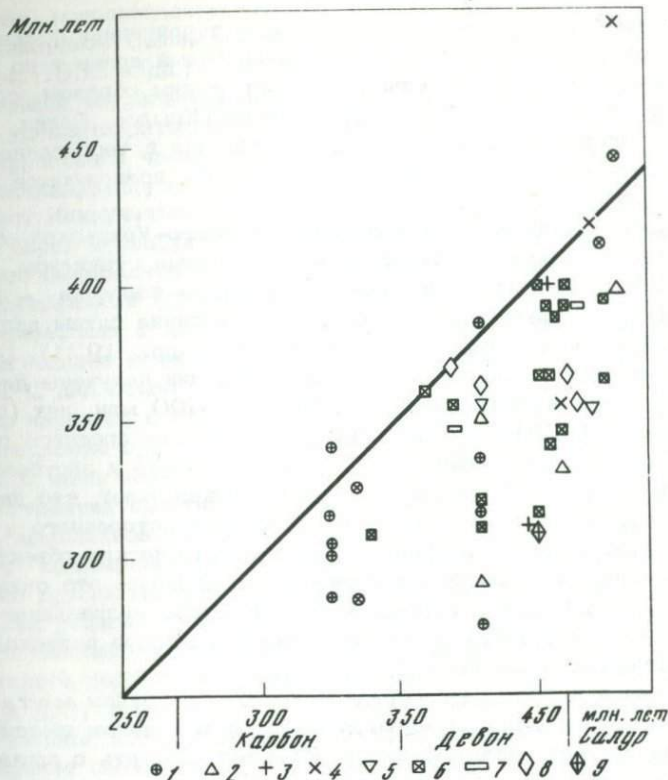


Рис. 6. Соотношение калий-аргоновых датировок и геологического возраста некоторых вулканогенных пород силура, девона и нижнего карбона из Тагило-Магнитогорского погружения. Составила Л.С. Лозовая (Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974).

1 - кварцевые порфиры, 2 - кварцевые альбитофиры, 3 - ортофиры, 4 - липариты и липарит-дацитовые порфириты, 5 - брекчии андезитового состава, 6 - порфириты среднего и основного состава, 7 - трахибазальтовые лавы, 8 - туфы, 9 - туффиты. По абсциссе - геохронологическая шкала по Г.Д. Афанасьеву с соавторами (1964)

генную примесь туффиты дают сильно искаженные результаты (Постников, 1973).

Осадочные породы, сложенные калийсодержащими минералами (гидрослюда, лептохлориты) или имеющие значительную примесь их, еще слабо изучены в отношении их использования для К-Аг датирования, однако пренебрегать этими стратиграфически интересными образованиями не следует. Главная трудность состоит в установлении природы калийсодержащей части таких пород и в разделении терригенной и аутигенной фракций. Не исключено, однако, что

в определенных условиях на путях миграции терригенная фракция пелитовой размерности теряет ранее накопленный аргон и по своему геохронометрическому значению может, таким образом, сравняться с аутигенной. Из работ А.Я. Крылова (Крылов, Силин, 1963) известны и противоположные примеры сохранения в терригенной части осадочных пород радиоактивного равновесия, позволяющее датировать источники сноса.

Опыт датирования девонских аргиллитов Волго-Уральской области, сохранивших первичные оолитовые и ленточные структуры, показал близкое к действительному среднее значение возраста - 385-25 млн. лет (Постников, 1973). Кембрийские синие глины дали завышенный возраст - 610 млн. лет (Фирсов и др., 1971). По серицитсодержащим отложениям вендомия Подолии получены датировки катагенеза в возрастных пределах 560-600 млн. лет (Семеновко и др., 1973), по гидрослюдистым породам среднего рифея - 1270 млн. лет (Зайдис, 1973). Приведенные и зарубежные (Далримпл, Ланфере, Харлей и др.) работы показывают, что датирование осадочных пород требует еще более разностороннего и тщательного геологического изучения геохронометрических объектов, чем датирование магматических образований. В целом это очень важное для детализации геохронологической шкалы направление исследований еще находится на стадии поисков наиболее рациональных методических решений.

Для большой весьма разнообразной и сложной группы метаморфических пород использование валовых проб с целью выяснения времени проявления метаморфизма необходимо сочетать с применением мономинеральных проб. При наличии реликтов исходных пород иногда представляется возможным выяснить также возраст палеосомы. Для продуктов полиметаморфизма (полиметасоматоза) задача усложняется и требуется проведение специальных геолого-геохронологических исследований с изучением большой подборки проб различного типа. Для каждого конкретного объекта в зависимости от генезиса исходных пород, минерального состава, последовательности образования минералов, полноты переработки (степени метаморфической гомогенности), фаций метаморфизма, следов диафтореза и других факторов должна строиться индивидуальная оптимальная система исследований, преследующая цель восстановления истории преобразования породы.

При геохронологическом изучении сложных метаморфических комплексов в главную задачу входит не столько получение единичных неоспоримых датировок, сколько выяснение того, к какому именно циклу (этапу) метаморфизма относятся изучаемые образования. Учитывая определенную растянутость этих циклов во времени и селективность реакции пород (минералов) на РТ-факторы, естественно ожидать, что возрастные значения различных пород одного и того же комплекса дадут определенный разброс. Последнее иногда неправильно рассматривается как показатель неполноценности проб.

Начало использованию валовых проб для датирования метаморфизма в Советском Союзе положили работы Н.П.Семеновко (Семеновко и др., 1958 и др.). Для фации зеленых сланцев при отсутствии удрежняющей терригенной примеси применение валовых проб дает вполне удовлетворительные результаты. С амфиболитовой фации влияние терригенной части уменьшается и при полной метаморфической перекристаллизации палеосомы в большинстве случаев практически исчезает. Наилучшими среди валовых проб регионально-метаморфических пород и продуктов зонального и локального метаморфизма являются амфиболиты и слюдиты, затем плагиогнейсы.

Исследованный (Денисенко, 1972) на термическую устойчивость амфиболит с Южного Урала (95% роговой обманки, около 5% плагиоклаза и небольшое количество эпидота) при прогреве до  $1\text{Г}^{\circ}\text{C}$  дал всего 0,19% аргона. Интенсивное выделение последнего началось с  $800^{\circ}\text{C}$ , а максимальная, но еще не полная отдача произошла при температуре около  $1000^{\circ}\text{C}$  (энергия активации 62,6 ккал/моль).

Многолетняя практика К-Аг датирования орто- и параметаморфических комплексов раннего докембрия по породам в целом (в сочетании с мономинеральными) подтвердила, путем сопоставления с данными других методов, правомерность использования валовых проб (при условии тщательного геолого-минералогического контроля) и оказала существенную помощь при расчленении и корреляции нижнего докембрия Советского Союза (Геохронология СССР, 1973 и др.), а также при установлении этапов метаморфизма в геологической истории самых различных регионов.

Наиболее сложны для К-Аг датирования метасоматические образования. Поскольку их особенности в этом отношении недавно рассмотрены в специальной работе (Гаррис, Постников, Лозовая, 1974), здесь приведены лишь основные положения.

В задачи геохронологического изучения этой группы пород входит определение возраста исходного субстрата (палеосомы) и новообразований (неосомы), что требует использования контрастных (самых древних и самых молодых) минералов. Однако в ряде случаев из-за особенностей конкретного каменного материала такая возможность исключается, что вызывает необходимость привлечения наряду с мономинеральными и моногенерационными также валовых проб. Последние могут помочь оценить возраст исходных пород по незначительным реликтам, из которых невозможно выделить мономинеральные пробы. Кроме того, данные по валовым пробам представляют интерес для сравнения с контрастными мономинеральными пробами. Так, соотношения датировок, полученных по различным возрастным фракциям и типам пород, выделенным из метасоматических гранито-гнейсов фундамента Русской плиты, показывают, что валовые пробы дают значения возраста, промежуточные между датировками первичного биотита (амфибола) и метасоматического микроклина или даже близкие к первому (табл. 4). Это позволяет использовать валовые пробы гомогенных мелкозер-

Таблица 4

Соотношения датировок различных типов проб, выделенных из метасоматических гранито-гнейсов Русской плиты

Площадь, скважина	К - Ar возраст, млн. лет		
	Биотит и темновещные минералы	Порода в целом	Полевошпатовая фракция с преобладанием микроклина
Шаран-Бакалы, 1504	2110	1800	1700
Шаран-Бакалы, 1509	2040	2035	1770
Кочево, 12	1890	1650	-
Гремячево, 58	1850	1610	-
Енорускино, 84	1820	1660	-
Гайны, 17	1810	-	1740
Муханово, 410	-	1730	1620
Ардатовка, 5	1650	1650	-

нистых метасоматитов в качестве "прицелочных" для получения приближенных результатов, позволяющих отнести соответствующие породы к тому или иному геосторическому подразделению.

При геохронологическом изучении метасоматически измененных пород или полных метасоматитов необходимо учитывать следующие реально существующие виды соотношений палеосомы и неосомы: 1) метасоматические калиевые минералы развиты по практически бескалиевому субстрату (например, чарнокиты); 2) калиевые минералы содержатся как в исходной породе, так и в неосоме, но относятся к разным видам (например, мусковитизированные граниты); 3) в исходной породе и в новообразованиях калиевые минералы представлены разными генерациями одного и того же вида (например, калишпатизированные микроклиновые или биотитизированные биотитовые граниты); 4) в метасоматической породе развиты и одноименные, и различные калийсодержащие минералы двух или более поколений (этот, наиболее сложный случай характерен для микроклинизированных, биотитизированных и мусковитизированных гранитов и гранитогнейсов, повторно серицитизированных кварцсерицитовых околорудных метасоматитов и др.).

Кроме качественной стороны (характера первичных и метасоматических минералов), большое значение имеет количественная сторона, т.е. степень метасоматической переработки породы. Поскольку метасоматические преобразования, как и любые наложенные на уже сформированную породу изменения, в пространстве развиваются неравномерно, в охваченном этими процессами объеме пород могут быть представлены все переходы - от первичного субстрата

через метасоматически измененные породы до полных метасоматов. Исходные и конечные разности можно рассматривать как геологически гомогенные, промежуточные — как негомогенные.

Чем больше разрыв во времени между палеосомой и неосомой, тем легче дифференцировать разновозрастные минералы. Конкретные результаты возрастных определений по разным образцам из одного и того же тела метасоматически измененных пород обычно дают значительный разброс, отражающий различную степень радиологического гибридинизма в образованиях, промежуточных по составу между палеосомой и неосомой. Вывод средних возрастных значений в подобных случаях совершенно неправомерен, хотя к нему нередко прибегают. Еще более ошибочно установление (а по сути, условное принятие) возраста по данным единичных проб с максимальными значениями.

Для установления возраста исходных пород и процессов метасоматоза в таких случаях необходимо проводить специальные геолого-радиологические исследования с использованием проб всех видов — валовых, мономинеральных и моногенерационных, характеризующих разновозрастные поколения сосуществующих минералов.

В заключение раздела отметим следующее.

1. При определении пригодности пород или минералов для К-Аг датирования общим правилом должно быть детальное геолого-петрографо-минералогическое изучение объектов с выявлением разновозрастных генераций минералов и наложенных изменений их и с учетом термической, механической и химической устойчивости анализируемого материала. Последнее особенно важно при изучении метаморфизованных пород. По А.А. Маракушеву (1972), наличие флюидов является необходимым условием регионального метаморфизма, а это означает, что метаморфические воздействия на породы, ведущие к потере аргона, совершаются с привносом — выносом тех или иных компонентов породы, что ведет к изменению существующих минералов или образованию новых. Процессы, которые вели бы только к потере аргона без других изменений минералов ("криптометаморфизм"), представляются нереальными. Запечатлевшиеся в породе следы метаморфизма исключают принятие полученных по ней датировок за возраст исходных образований.

2. При оценке термической, механической и химической устойчивости минералов необходимо иметь в виду, что прямое перенесение экспериментальных данных по сохранности радиогенного аргона, полученных на одной или нескольких разновидностях того или иного минерала, на все одноименные минералы неправомерно, поскольку при этом не учитываются нестехиометричность минералов, вариации их кристаллохимических особенностей, а также условий образования и преобразования конкретных геологических тел. Отсюда следует, что ряды термической (пироксен, амфибол, мусковит, серицит, биотит, глауконит) и химической (мусковит, амфибол, биотит, флогопит, полевые шпаты, глауконит) устойчивости минералов имеют значение лишь общих ориентиров.

Вопрос о пригодности тех или иных минералов (пород) для К-Аг датирования следует решать не абстрактно, на основании экспериментальных данных, полученных на посторонних объектах, а исходя из конкретной геологической и физико-химической характеристики датируемого объекта, включая индивидуальные особенности породы и ее минералов, взаимоотношений последних, наложенных воздействий и пр.

3. Приближенный эмпирический ряд относительной радиологической компетентности пород, полученный в результате сопоставления совокупности региональных геолого-геохронологических данных, может быть изображен в следующем виде (по убыванию степени компетентности в каждой генетической группе): I группа - жильные, субвулканические, гипабиссальные и абиссальные (для основных пород) образования основного и щелочного ультраосновного состава - долериты, габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы, лимбургиты; II группа - жильные, субвулканические и гипабиссальные породы среднего, кислого и щелочного состава - диориты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, граносиениты, сиениты, аплиты, пегматиты; III группа - ортометаморфические породы (возраст метаморфизма) - основные кристаллосланцы, амфиболиты, ортогнейсы; IV группа - параметаморфические породы (возраст метаморфизма) - кристаллосланцы, амфиболиты, парагнейсы; V группа - абиссальные орогенные гранитоиды; VI группа - кайнотинные платформенные и субплатформенные эффузивы; VII группа - платформенные пирокласты и лептохлоритовые породы. Во всех случаях наиболее компетентными (среди магматических пород) оказываются мелкозернистые разновидности из относительно быстро закристаллизовавшихся небольших тел.

Палеотипные геосинклинальные вулканы относятся к числу некомпетентных; различные метасоматиты в зависимости от полноты метасоматической гомогенизации могут принадлежать к разным группам. Это определяет неправомочность априорной, без конкретных доказательств, относящихся к данному объекту, квалификации того или иного возрастного значения как "омоложенного" или "удревненного".

4. Общую проверку радиологической пригодности пород и минералов, используемых для К-Аг метода, дают, с одной стороны, сходимость и статистическая представительность результатов множественных определений, выполненных для изучаемого геологического тела ("внутренний" контроль), а с другой стороны - сравнение с датировками, полученными по другим методам ("внешний" контроль). Такое сравнение показывает, что занижение возраста при использовании К - Аг метода совершенно не обязательно. Параллельные определения по неизмененным породам, выполненные различными методами, как правило, в пределах лабораторной точности совпадают.

5. Критериями геохронологической пригодности минералов (пород) можно считать совокупность геологических и физико-химических данных при преобладающем значении первых.

## К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ К—Аг ДАННЫХ

Методика комплексной интерпретации геологических, геохронометрических и других данных по объектам геохронологических исследований еще полностью не разработана. Отдельные ее приемы применительно к К—Аг методу частично освещались в предыдущем разделе. Объем и задачи предлагаемой работы не позволяют уделить интерпретационным вопросам должное внимание, в связи с чем ниже затрагиваются лишь отдельные положения, вытекающие из опыта проведенных исследований.

Преимущества К—Аг метода, связанные с возможностью его привлечения к датированию разнообразных породообразующих минералов и горных пород, обеспечивают относительную легкость осуществления разностороннего геологического контроля, при котором почти любые объекты геохронологического изучения могут быть взяты в "вилку" между более молодыми и более древними образованиями.

Использование радиологических методов при изучении наиболее сложных объектов — длительно формировавшихся (гетерохронных) магмато—метаморфических комплексов и гидротермально—метасоматических ореолов рудных месторождений требует использования массовых возрастных определений, характеризующих все этапы и стадии породообразования. Между тем U—Th—Pb и Rb—Sr методы из-за малой производительности и ограниченной применимости не в состоянии обеспечить для подобных объектов необходимую разносторонность информации, единичные же датировки не могут осветить всю последовательность минералообразования в их многоэтапной и многофазной истории. К тому же геохимия рубидия и стронция, в аспекте сохранения радиоактивного равновесия, гораздо более сложна и менее изучена, чем геохимия калия и аргона.

К числу преимуществ К—Аг метода относится также возможность получения датировок по нескольким сосуществующим минералам из одного и того же блока породы при микропетрографическом контроле их сохранности и последовательности выделения.

Широкое "вторжение" К—Аг геохронометрии в самые различные отрасли геологических наук (Геохронология докембрия Украины, 1965; Тектоническая карта Евразии, 1966; Рубинштейн, 1967; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968; Тугаринов, Войткевич, 1970; Гаррис, 1972б; Кляровский, 1972; Геохронология СССР, т. 1, 1973 и др.) дает основание рассматривать названный метод как наиболее информативный.

Ограничения применимости всех радиологических методов, в том числе и К—Аг, как известно, связаны со случаями нарушения радиоактивного равновесия между материнскими и дочерними изотопами под влиянием изменения физических и химических параметров среды. Поскольку каждый изотоп реагирует на эти изменения по-своему, чем больше материнских и дочерних изотопов, тем сложнее интерпретация аналитических данных (U—Th—Pb метод). И в этом отношении К—Аг метод обладает определенным преимуществом. Кроме того, аргон химически инертен и подвергается только тер-

мической мобилизации, а калий находится в "возрастных" минералах в столь больших и достаточно хорошо известных содержаниях, что отклонение последних от нормы само по себе уже может служить косвенным критерием искажения радиоактивного равновесия. Поскольку выбор объектов для К-Аг метода обычно не составляет затруднений, пробы с нарушенным радиоактивным равновесием почти всегда могут быть заменены вполне надежными пробами из того же объекта.

Термореактивность радиогенного аргона, приводящая в определенных условиях к его потере, позволяет устанавливать возраст прогрева, стресса (расщепления, катаклаза, милонитизации), перекристаллизации, а в более широком плане - прогрессивного и регрессивного метаморфизма, метасоматоза и т.д. Все эти данные представляют самостоятельный интерес, нередко не меньший, чем определение времени образования породы (минерала).

При прямолинейной, геологически необоснованной интерпретации случаи разновозрастности сосуществующих минералов нередко априорно объясняются "омоложением" породы, в то время как самые древние минералы могут быть реликтовыми, а самые молодые - наложенными.

Возможные и зарегистрированные в практике геохронологических исследований искажения К-Аг равновесия, приводящие к "омоложению" или "удревнению" радиологических датировок (по сравнению с установленным геологическим возрастом), сводятся к следующим восьми видам: 1) привнос  $Ar^{40}$  при сохранении  $K^{40}$ , 2) вынос  $Ar^{40}$  при сохранении  $K^{40}$ , 3) привнос  $K^{40}$  при сохранении  $Ar^{40}$ , 4) вынос  $K^{40}$  при сохранении  $Ar^{40}$ , 5) привнос  $Ar^{40}$  при выносе  $K^{40}$ , 6) привнос  $K^{40}$  при выносе  $Ar^{40}$ , 7) привнос обоих изотопов, 8) вынос обоих изотопов. Первый и четвертый виды нарушений дадут "уравнение", второй и третий - "омоложение", а пятый-восьмой - нарушения в любую сторону, определяющиеся конкретными количественными соотношениями сохранившихся изотопов.

Поскольку приемы интерпретации данных при перечисленных видах нарушений изотопного равновесия недавно были охарактеризованы в специальной работе (Гаррис, Постников, Лозовая и др., 1972), а некоторые из них освещались выше в связи с характеристикой геохронометрических свойств минералов и горных пород, этот вопрос здесь не рассматривается.

Соотношения радиологического и геологического возрастов для главных генетических типов фаций в различной степени измененных (гомогенных и негомогенных) кристаллических пород при региональном, зональном и локальном моно- и полиметаморфизме могут быть сведены к трем основным случаям: 1) радиологический возраст практически способствует геологическому возрасту породы; 2) радиологический возраст меньше геологического возраста породы и близок к геологическому возрасту последнего этапа наиболее интенсивного метаморфизма; 3) радиологический возраст - промежуточный ("гибридный") между геологическим возрастом пород и возрастом по-

следнего этапа метаморфизма. Поскольку многие эпигенетические процессы, вызывающие нарушения радиоактивного равновесия, обычно охватывают определенное геологическое тело неравномерно (геохронологическая негомогенность) или даже локально, по специально подобранным пробам можно оценить возраст как наложенных процессов, так и первичных пород.

При детальном геолого-радиологическом изучении случаи любых нарушений радиоактивного равновесия могут быть выявлены и отсеяны, однако некоторые из них представляют самостоятельный интерес, так как раскрывают неизвестные стороны проявления геологических процессов и стимулируют разностороннее освещение последних. Поэтому задачи геохронологических исследований нельзя ограничивать лишь установлением возраста конкретных пород и минералов, низводя их, таким образом, до уровня определительских.

Большинство ошибок в геохронометрической практике связано не со случаями нарушения радиоактивного равновесия, а с использованием случайных для решения поставленных задач или неправильно подготовленных проб, а также с "прямолинейной" интерпретацией аналитических данных.

При соблюдении всех требований оптимальной системы и методики полевых и лабораторных геохронологических исследований, обеспечивающих разностороннюю геологическую интерпретацию геохронометрических данных, при налаженном внутреннем и внешнем геологическом и радиологическом контроле, при правильном использовании приемов математической статистики К-Аг метод позволяет не только получать объективную возрастную характеристику различных стратиграфических, петрологических и тектонических (разломы) объектов и месторождений полезных ископаемых, но и устанавливать время проявления многих видов эпигенетических эндогенных процессов.

Применимость К-Аг метода к любым по генезису калийсодержащим минералам и горным породам в широчайшем временном диапазоне и снижение требований к минимальному содержанию аргона (микрометод) позволяют включать в сферу К-Аг датирования все новые "контингенты" геологических объектов, что ведет к повышению сложности и степени ответственности геологической интерпретации. В дальнейшем ее приемы, по-видимому, целесообразно совершенствовать для каждой генетической группы пород и минералов (осадочные, магматические, метаморфические) и особо - для объектов с низким содержанием калия и аргона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Региональные геолого-геохронологические исследования должны основываться на совокупности массовых определений по сосуществующим минералам и породам с использованием представительных коллекций и выделением геологически представительных выборок для обработки аналитических данных по правилам математической статистики (Афанасьев, Брандт, Гаррис, 1970; Овчинников, Коган, 1973).

Принятие за наиболее достоверные максимальных возрастных значений (Салоп, 1963, 1970) приводит без геолого-геохронометрических доказательств реликтовости соответствующих минералов (пород) к необоснованным заключениям. К тому же ведет построение гистограмм с выводом средних возрастных значений без учета генезиса и измененности минералов (пород).

2. Для установления последовательности и этапности образования и преобразования минералов (пород) геолого-геохронологические исследования необходимо проводить на основе формационного и фациального анализа с детальным минералого-петрографическим изучением датированных объектов.

3. В числе геолого-геохимических критериев пригодности и представительности каменного материала для решения поставленных общих или региональных задач должны учитываться: 1) геохронологическая компетентность пород (минералов); 2) геохронометрическая их однородность; 3) изотопная (для радиоактивно-радиогенной ассоциации изотопов) стехиометричность, являющаяся свидетельством ненарушенности радиоактивного равновесия. Для полигенных и полихронных пород при их неомогенности необходимо дифференцировать возрастные значения, обусловленные проявлением изотопного гибрицизма, и контрастные датировки, приближающиеся к истинному возрасту образования и преобразования пород (минералов). В случаях геолого-геохронологической дискордантности требуется привлечение экспериментальных критериев сохранности радиоактивного равновесия.

4. Опыт 20-летних региональных изотопно-геохронологических исследований показал, что оптимальной является такая их система, которая обеспечивает взаимосвязанное единство геологических, геохронометрических и экспериментально-методических работ, целенаправленных на решение кардинальных вопросов геологического строения и истории развития изучаемой территории, включая установление времени образования и гипогенного преобразования главных типов эндогенных формаций и слагаемых ими структурных этажей.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА  
ГЕОИСТОРИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ  
(ВОЗМОЖНЫЙ ВАРИАНТ)

Выяснение временных закономерностей развития земной коры (принципы периодизации и выделения геосторических рубежей, ранговая система периодичности, количество и длительность различных хроностратиграфических подразделений, их геотектоническая сущность в зависимости от возраста и др.) представляет одну из основных задач изотопной геохронологии. Достижения в этой отрасли геологических наук достойны того, чтобы обрести обобщенное отображение в единой геохронологической схеме периодичности геологической истории, которая может рассматриваться как тектоно-магматическая шкала, построенная на изотопно-геохронологической основе. Аналогично геохронологической шкале она должна базироваться на крупнорегиональных схемах по опорным страто- и тектонотипическим местностям с последующей межрегиональной корреляцией. Изучаемая территория по площади, стратиграфическому диапазону (от архея до антропогена, включая стратотип рифея), специфике геологического развития (полицикличность) и степени геолого-радиологической изученности несомненно может быть принята за один из опорных для построения геохронологической схемы периодичности регионов.

Совокупность геолого-геохронологических материалов по этой территории в сопоставлении с данными по ряду других областей Союза и зарубежных стран позволила разработать предлагаемый вариант геохронологической схемы периодичности проявления главных типов породо- и структурообразующих эндогенных процессов (табл. 5). Будущее покажет, для каких территорий, за пределами изучаемой, эта схема окажется действительной. Для данной работы приведенная ниже схема (Гаррис, 1974) составляет общегеологический фон, способствующий раскрытию региональных закономерностей периодичности проявления главных типов эндогенных процессов.

Отправными положениями при разработке предлагаемого варианта схемы периодичности служили следующие.

1. К временным характеристикам геологических процессов относятся скорость (темп), частота (ритм) и длительность. Различные их комбинации определяют непрерывность или прерывистость проявления тех или иных процессов в тот или иной отрезок времени.

2. Временные связи в историко-геологической причинно-следственной цепи выражаются в определенной последовательности, преемственности, унаследованности, повторяемости (ритмичности), измен-

Таблица 5

Геохронологическая схема периодичности геологи-

Млн. лет	Хроностратиграфические подразделения и возраст их границ		Архциклы				
			Геологические возрастные				
1	2		3	4	5		
0*							
0							
200	MZ+KZ		Рифейско-фанерозойский	III	1620*		
400	V+PZ						
600	Протерозой	680					
800		поздний				R <sub>3</sub>	
1000						R <sub>2</sub>	
1200		R <sub>1</sub>					
1400		1600					
1600	средний	PR <sub>2</sub>				1600	0,85
1800		1900					
2000		PR <sub>1</sub>				Архейско-средне-протерозойский	II
2200	ранний						
2400		2600					
2600	Архей	поздний	AR <sub>2</sub>				
2800			3000				
3000		ранний	AR <sub>1</sub>				
3200		3500	3500	1,00			
3400							
3600	Катархей		Доархейский	I	1900		
3800							
4000							
4200							
4400		4500					
4600	Прокаатархей						
4800							
5000							
5200							
5400							
5400							
5400							
5400							

Мегациклы			Мезоциклы - циклы			
кий возраст, название, порядковый номер, длительность, границы в млн. лет и коэффициент акселерации						
6	7	8	9	10	11	12
Вендомско-фанерозойский	V 700*	0,73	Альпийский	120*	100	0,93
			Тихоокеанский	130	230	0,93
			Герцинский	140	370	0,93
			Каледонский	150	520	0,94
			Байкальский	160	680	0,94
Рифейский	IV 920	0,92	Второй позднерифейский	170	850	0,68
			Первый позднерифейский	250	1100	1,00
			Среднерифейский	250	1350	1,00
			Раннерифейский	250	1600	0,83
Ранне-среднепротерозойский	III 1000	1,11	Среднепротерозойский	300	1900	0,85
			Второй раннепротерозойский	350	2250	1,00
			Первый раннепротерозойский	350	2600	0,86
Архейский	II 900	0,90	Позднеархейский	400	3000	0,80
			Раннеархейский	500	3500	
Катархейский	I 1000					
Прокатархейский	4500	1,11				
	900					
	5400					

В графах 4, 7, 10, 11 на линиях - возраст границ, в середине - длительность и порядковый номер подразделений; в графах 5, 8, 12 - коэффициент акселерации. Знаком \* отмечена полная длительность III архиицикла, V мегацикла и альпийского тектоно-магматического цикла с учетом их завершения (линия 0\*) через 20 млн. лет от настоящего времени (пунктирная линия 0).

чивости и направленности (поступательности) геологических процессов и событий.

3. Основу периодичности развития земной коры составляют закономерно повторяющиеся и изменяющиеся во времени совокупности определенных количественных и качественных особенностей течения и суммарный геологический эффект действия и взаимодействия главных породо- и структурообразующих процессов.

Критериями выделения тех или иных единиц периодичности различного ранга (по их геологическому значению и длительности), которые могут быть названы геоисторическими подразделениями, служат неповторимая индивидуальность этих подразделений в сочетании с определенными чертами преемственности и унаследованности, а также достаточно четкая отграниченность от более ранних и более поздних подразделений. Эта отграниченность проявляется в существовании рубежей различного типа и ранга. Разграничивая геоисторические подразделения, эти рубежи сами являются геоисторическими.

4. Тип рубежа определяется характером несоответствия между крупными геологическими телами (стратиграфические и биостратиграфические, фашиально-литологические, формационно-петрологические, структурно-тектонические, тектоно-магматические и другие рубежи), а ранг — пространственным развитием и геологическим значением в отношении степени преобразования земной коры.

5. Изотопно-геохронологические рубежи по геологической их сущности комплексные. В том смысле, который в них вкладывается в данной работе, они представляют собой относительно короткие, флюктуирующие в пределах 3% погрешности радиологических датировок интервалы времени, выделенные в результате анализа совокупности геолого-геохронологических данных. Это не кульминации тектоно-магматической активности и не "пики" формально построенных гистограмм (хотя статистические методы при оценке возраста рубежей использовались), а пограничное время между окончанием одного цикла и началом другого, что в формационном аспекте соответствует отрезку времени между завершением становления орогенных или соответствующих им формаций предшествующего подразделения и началом образования геосинклинальных (протогеосинклинальных, миогеосинклинальных, эвгеосинклинальных) формаций последующего геоисторического подразделения (структурного этажа). Среди орогенных формаций эндогенного типа при выделении рубежей учитывались датировки наиболее поздних сиалических, преимущественно жильных лейкократовых гранитов, пегматитов и субсинхронных внедрению гранитов динамотермальных метаморфитов, а для более молодого структурного этажа — возраст самых древних представителей дунит-гайбургитовой или габбровых (базальтоидных) формаций. Для отрезка геологической истории с господством миогеосинклинального режима датирование рубежей основывалось на разнице в возрасте наиболее молодых магматитов, интрузирую-

ших нижний структурный этаж, и наиболее древних членов эффузивно-осадочных серий вышележащего структурного этажа.

По крупности выделяются рубежи четырех главных рангов. К наиболее крупным относятся те, которые разделяют самостоятельные структурные этажи, образованные в результате полного цикла геотектонического развития.

Рубежи I порядка (главные глобальные) прослеживаются на всех материках. К ним приурочено коренное изменение структуры земной коры и характера геотектонических режимов. Это рубежи между крупнейшими геоисторическими подразделениями.

Рубежи II порядка (второстепенные, глобальные) также проявляются на всех континентах, но отражают главным образом изменения типов геотектонических режимов.

Рубежи III порядка устанавливаются в пределах большинства материков, но разграничивают геоисторические подразделения не с резко различающимися геотектоническими режимами, а скорее с различными этапами развития режима одного и того же типа.

Рубежи IV порядка, пространственное проявление которых ограничено лишь определенными геоструктурными областями (геосинклинальными, мигеосинклинальными, платформенными), характеризуются активизацией главным образом внутренних тектоно-магматических процессов (сиалический магматизм, метасоматоз).

К подразделениям низших рангов относятся стратиграфические, биостратиграфические, формационные и литологические границы между сериями, свитами, толщами и др.

6. Основное геоисторическое подразделение для послерифейского времени — геосинклинальный тектоно-магматический цикл. Этот термин употребляется в понимании А.А. Богданова, Л.П. Зоненшайна, М.В. Муратова с соавторами (1972). Более древние подразделения отличаются от тектоно-магматических циклов фанерозоя продолжительностью и геологической сущностью (см. далее). Тектоно-магматические циклы проявляются хотя и регионально, но глобально-синхронно. Последнее не исключает того, что в отдельных геосинклинальных областях или их структурно-формационных зонах границы циклов могут оказаться несколько скользящими во времени (субсинхронными). Каждый тектоно-магматический цикл независимо от географии проявления имеет планетарное значение и оказывает влияние на развитие не только геосинклинальных, но и платформенных областей.

7. В качестве важнейших дат, определявших первоначальную эволюцию Земли и ее вещества, приняты следующие: возраст урана не менее 7 млрд. лет (Харлей, 1962; Васильев и др., 1971); становление Земли как планеты 5,4–5,2 млрд. лет (Holmes, 1948; Виноградов, Зыков, Задорожный, 1952; Старик, 1961); выделение ядра и мантии, формирование литосферы, гидросферы и атмосферы 4,58–4,50 млрд. лет (Комлев, 1958; Афанасьев, 1970; Собонович, 1970; Найденов, 1972).

Таблица 6

Сопоставление основных представлений о геологической периодичности и об этапах развития земной коры

Мазарович, 1947	Археохрон (>2600)	Мезохрон – образование первых платформ	Ранний неохрон (в границах рифея – палеозоя) – собственно геосинклинальный этап	Поздний неохрон (с мезозоя) – геосинклинальный регион сохраняется в отдельных зонах
Штилле, 1948, 1949, 1964	В границах архея – протогей; в дорифейском протерозое – дегейрогей; рифей и фанерозой – неогей (геосинклинальный этап)			
Пейве, Синицын, 1950	Допозднепротерозойский этап, в конце которого сформировалась панплатформа; поздний протерозой и фанерозой – этап регенерации, развития и замыкания геосинклиналей			
Комлев, 1958	Космическая стадия – древнее 4500	Догеологическая стадия (4500–3500)	Ранний докембрий (3500–2500)	Средний докембрий (2500–1500); поздний докембрий (1500–570); палеозой–кайнозой
Леонов, 1962	Первично–геосинклинальный этап с протогейсинклинальным режимом в архее (4000–2500)		Типично–гессинклинальный этап (2500–1900)	Панплатформенный этап (1900–1450)  Платформенно–геосинклинальный этап (1450–0) с преобладанием в позднем протерозое миеосинклинального режима

Павловский, 1962, 1970; Павловский, Марков; 1963, 1964; Глуховский, Павловский, 1973	Лунная стадия (древнее 4500)	Нуклеарная стадия (4500-3000)	Начало формирования линейных структур с раннего протерозоя	
Богданов, Шатский, 1964	Неогей (1600-0) считают геотектоническим циклом и называют мегахроном			
Потапов, 1964	Догеологическая стадия (древнее 3500)	Магматическая стадия (3500-2900)	Геосинклинальная стадия (2900-0)	
Гроздилов, 1968	<i>Архецикл</i> - ранний архей (древнее 3000), поздний архей (3000-2600), ранний протерозой (2600-1900); <i>палеоцикл</i> - поздний протерозой (1900-1600), ранний и средний рифей (1600-1225); средний и поздний рифей (1225-700); <i>мезоцикл</i> - вендомий, кембрий-силур, девон-ранний триас (700-200); <i>неоцикл</i> - средний триас-ранний мел, поздний мел-палеоген, неоген-антропоген (200-0)			
Шуркин, Митрофанов, 1969; Митрофанов, Шуркин, 1972	Прогеосинклинальный этап (3500-2600)	Протогеосинклинальный этап (2600-1900)	Орогенный этап (1900-1600)	Геосинклинально-платформенный этап (1600-570); собственно-платформенный этап (570-0)

Таблица 6 (продолжение)

Виноградов, Тугаринов, 1970	Ранний докембрий (3500-2700)	Средний докембрий (2700-1900)	Поздний докембрий (1900-570)
	Тектоно-магматические эпохи: белозерская - 3500, кольская - 3100, родезийская - 2700	Тектоно-магматические эпохи: иеллоунайфская - 2300, бугская - 2100, беломорская - 1900	Тектоно-магматические эпохи: выборгская - 1700, мелвежьеозерная - 1400, гренвилльская - 1000, катангская - 620
Тугаринов, Войткевич, 1970	Древний докембрий (катархей)	Нижний докембрий (архей)	Средний и верхний докембрий (протерозой)
	Предгеологический период с формированием первичных блоков земной коры (от 4500 $\pm$ 150 до 3500 $\pm$ 1500)	Образование древних ядер щитов (от 3500 $\pm$ 150 до 2600 $\pm$ 100)	Ранний протерозой - образование фундамента платформ (от 2600 $\pm$ 100 до 1900 $\pm$ 100). Средний и поздний протерозой: нижний рифей (от 1900 $\pm$ 100 до 1400 $\pm$ 100); средний рифей (от 1400 $\pm$ 100 до 1000 $\pm$ 100); верхний рифей (от 1000 $\pm$ 100 до 650 $\pm$ 50); появление геосинклинальных зон поясного строения
Меннер, Штрейс, 1971	Мегахроны: археогей (древнее 2600), палеогей (2600-1600), мезогей (1600-570), неогей (570-0)		
Кратц, Чернов, 1971	Этап образования фундамента платформ (древнее 2600)	Геосинклинальный этап (2600-2000)	Орогенный субплатформенный этап (2000-1650)

Муратов, 1972	В границах раннего архея - образование прото-платформ	В границах позднего архея - образование прото-геосинклиналей	В раннем протерозое - образование системы глубоких трогов (палеоавлакогенов) и платформенного чехла	В позднем протерозое и рифее - расчленение древних платформ на авлакогены, щиты и плиты, завершение развития малых складчатых поясов (500-600) и геосинклинальное развитие больших складчатых поясов
Белоусов, 1972	Пангеосинклинальная или перемобильная стадия (архей - 3500-2600)	Неустойчивая геосинклинально-платформенная стадия (ранний протерозой-2600-1900)	Стадия устойчивых геосинклиналей - платформенных условий (средний протерозой - 1900-1600)	Распространение платформенного режима за счет геосинклинального, временно и локально - проявления тектонической активности (рифей-антропоген - 1600-0)
Хаин, 1972	I этап - протогей, Первично-геосинклинальный этап. Разделение коры на крупные поднятия, срединные массивы и протогеосинклинали. Позднее (2600-1900) - типичные геосинклинали	II этап - детейрогей. Континентальный этап (мегагегя, панплатформы)	III этап - неогей, неохрон. Платформенно-геосинклинальный этап (плитная стадия древних платформ и появление молодых платформ)	IV этап - эпинеогей. Континентально-океанический этап (с альпийским циклом)

Таблица 6 (окончание)

Хаин, 1973	Догеологический этап (5000?-4500?). Завершение формирования Земли, выделение ядра и мантии	Раннегеологический этап (4500?-4000?). Формирование первичной океанической литосферы	Катархейский этап (4000-3500). Формирование первичной континентальной литосферы	Архейский-раннепротерозойский, раннегеосинклинальный этап (3500-2000). Завершение формирования первичной континентальной коры	Среднепротерозойский, раннеплатформенный этап (2000-1400). Консолидация первичной континентальной коры	Позднепротерозойский-палеозойский, геосинклинально-платформенный этап (1400-250). Заложение геосинклинальных поясов неогей, обособление древних платформ и их дальнейшее развитие	Мезо-кайнозойский, континентально-океанический этап (250-0). Образование молодых океанов
Салоп, 1973	Криптозой (архей) (4500-3500)	Протозой					
	Саамский цикл диастрофизма (3700-3500)	Палеопротозой (3500-2600)	Мезопротозой (2600-1900)	Неопротозой (от 1900 до 1100-1000)		Эпипротозой от 1100 -1000 до 650)	
		Кеноренский цикл диастрофизма (2800-2600)	Карельский цикл диастрофизма (2000-1900)	ранний	средний		поздний
Выборгский цикл (1750-1600)	Прикамский цикл (1400-1300)	Гренвилльский цикл (1100-1000)	Катангский цикл (680-650)				

Семенов, 1975	Докембрий I (3500-2700)	Докембрий II (2700-2000)	Докембрий III (2000-1700)	Докембрий IV (1700-1100)	Докембрий V (1100-550)	Фанерозой (550-0)
Муратов, 1975	Этап начального существования Земли до образования земной коры (от 5500 до 4500-4000)	Этап образования базальтовой земной коры до возникновения гидросферы (прархейская эра - от 4500-4000 до 3800)	Этап формирования гранитно-метаморфической коры древних платформ (архей и дорифейский протерозой - 3800-1600)	Этап формирования складчатого основания молодых платформ (рифей-палеозой - 1600-240)	Этап платформенного развития материков и формирования молодых геосинклинальных зон (мезозой и кайнозой - 240-0)	

Возрастные границы выделенных разными авторами геосторических подразделений приведены к современным геохронологическим представлениям (млн. лет)

Начавшуюся со времени 5,4–5,2 млрд. лет собственно геологическую историю Земли различные авторы подразделяют по-разному. Основные представления о периодичности развития земной коры и планеты в целом сведены в табл. 6. Они значительно варьируют по терминологии и следующим характеристикам: 1) количество геосторических подразделений; 2) их длительность, а следовательно, и ранг; 3) их геологическая сущность (типы геотектонических режимов); 4) глобальная синхронность (или асинхронность); 5) степень сходства (унаследованности, повторяемости) и различий (изменчивости, направленности) между подразделениями одного и того же ранга; 6) закономерности, связывающие длительность подразделений с их возрастом; 7) значение для образования и изменения оболочек Земли, геологических формаций и тектонических структур.

Заметно различаются также принципы выделения геосторических подразделений и проведения рубежей между ними. Особенно это касается докембрия, составляющего, начиная со времени становления земной коры, около восьми десятых длительности всей геологической истории. Для фанерозоя основной "единицей" периодичности более или менее единодушно принимается тектоно-магматический цикл, для докембрия же само выделение тектоно-магматических циклов, не говоря уже об их границах и закономерности применения названного термина, представляет самостоятельную дискуссионную проблему.

Отраженные в литературе взгляды по проблеме эволюции земной коры сводятся к следующим основным положениям:

1) вся история развития земной коры подразделяется на ряд глобально-синхронных близких (или почти идентичных) по геологической сущности тектоно-магматических циклов (одноранговая система периодичности), причем последние нередко мыслятся как циклы складчатости;

2) кроме геосинклинальных глобально-синхронных тектоно-магматических циклов, выделяются также синхронные подразделения более крупного порядка (двух-, трех- и четырехранговая системы);

3) тектоно-магматическое развитие земной коры рассматривается как асинхронно протекающий процесс не глобального, а регионального значения, причем в качестве главной его закономерности и выдвигается не периодичность (цикличность), а направленность (непрерывность тектогенеза).

Внутри циклов различные авторы выделяют этапы и стадии (от двух до пяти). Кроме того, имеются вариации в оценке значения (региональное или планетарное) границ и длительности различных геосторических подразделений (одинаковая или разная, зависящая от возраста или не зависящая от него). Указания на определенную количественно выраженную закономерность, связывающую длительность подразделений с их возрастом, как правило, отсутствуют. Лишь в одной работе (Гроздилов, 1968) делается попытка вывести такую закономерность на основе двухранговой системы.

При геохронологическом анализе периодичности, основанном на сопоставлении оригинальных и литературных (табл. 6) данных, с учетом положений, приведенных выше, в пунктах 1-7, выявился ее собственный ранговый ряд, включающий семь различных по длительности и геологической сущности геосторических подразделений: архицикл<sup>1</sup>, мегацикл, мезоцикл<sup>1</sup>, цикл (тектоно-магматический цикл, или сокращенно ТМЦ), этап, стадия и фаза. Чем крупнее подразделение, тем значительнее качественные и количественные преобразования структурно-тектонического, формационного - петрологического и палеогеографического характера оно отражает. Длительности подразделения одного и того же ранга соизмеримы, но не одинаковы, причем во времени они тоже определенным образом изменяются (табл. 5).

Полное обоснование границ всех циклов, мезоциклов, мегациклов и архициклов с использованием мирового геолого-геохронологического материала, естественно, выходит за рамки данной работы, поэтому здесь приводятся лишь некоторые, наиболее интересные материалы, большинство которых опубликовано позднее сводных отечественных работ 1968-1970 гг. Часть их отражена в табл. 7.

Границы тектоно-магматических циклов и мезоциклов с учетом стратиграфических, формационных и тектонических данных проводятся и датируются на основании возрастов или возрастных соотношений: 1) начальных (геосинклинальных) и завершающих (орогенных) членов, входящих в набор геосинклинальных магматических формаций; 2) продуктов дислокационного (динамотермального) и позднеплутонического метаморфизма, связанного с сиалическими гранитоидами; 3) даек, секущих одни структурные этажи и не переходящих в другие; 4) нижних членов несогласных осадочных серий более молодого структурного этажа. Важное значение имеет синхронность (субсинхронность) продуктов сиалического магматизма и динамотермального метаморфизма. Для тех отрезков геологической истории, для которых вообще или в определенных областях не характерно геосинклинальное развитие (например, рифейский мегацикл в изучаемом регионе), датирование границ мезоциклов основывается на разнице в возрасте интродуцирующих соответствующий структурный этаж магматитов и наиболее древних членов трансгрессивной серии вышележащего структурного этажа. Рубежи между мегациклами соответствуют принятым стратиграфическим границам (кроме нижней границы последнего мегацикла).

Главный критерий выделения и разграничения мегациклов - типы геотектонических режимов, о которых можно судить по характеру магматических и метаморфических формаций, по их наборам и по особенностям тектонических структур.

<sup>1</sup> Термины заимствованы у Д.В. Рундквиста (1971), но значение им придается иное (см. дальше).

Таблица 7

Примеры геохронологических данных по докаледонским геоисторическим подразделениям и их рубежам

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет *	Литературные ссылки
<u>Катархейские образования</u>					
<u>Гренландия, Годхоб</u>	Гнейсы		Метаморфизм	3750-3700 (3)	Moorbath a.oth., 1972
<u>Антарктида, Земля Эндерби</u>	Основные кристаллические сланцы и эндербиты		"	3800 $\pm$ 300 (4)	Соботович и др., 1973
<u>Восточная Сибирь, Охотский массив</u>	Основные кристаллические сланцы		"	3700 $\pm$ 500 (4)	То же
<u>Рубеж катархейского и архейского мегациклов</u>					
<u>Балтийский щит</u>					
Массив Чуна-Волчьих тундр	Основные породы, циркон		Внедрение	> 3500 (4)	Тугаринов и др., 1973
Кольско-Норвежская зона	Амфиболиты, амфибол	Кольская серия	Метаморфизм гранулитовой фации	3500 (2)	Геохронология СССР, т. I, 1973, стр. 59

<u>Украинский щит</u> Конкско-Белозер- ская зона	Амфиболиты, гнейсы, амфи- бол	Приднепровская (конкско-верхов- цевская) серия	То же	3550-3470 (2)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
Приднепровье	Амфиболиты	Останцы в мигматитах	Ранний мета- морфизм	3500-3630 (2)	Геохронология СССР, т. I, 1973, стр.305
р. Сура	Гранодиориты		Внедрение	3500-3630 (2)	
<u>Алданский щит</u>			Ранний ме- таморфизм	3500-3200 (1,2)	Геохронология докемб- рия Сибирской плат- формы..., 1968
То же	Кристалли- ческие сланцы, роговая об- манка	Иенгрская серия	То же	3400±100 (2), 3500-3300 (4)	Геохронология СССР, т. I, 1973, стр. 235, 305
	Амфиболит, актинолит	"	"	3400 (2)	
<u>Северная Америка, Миннесота</u>	Гнейсы			3550-3300 (3)	Goldich, 1968

Рубеж раннеархейского и позднеархейского мезоциклов

<u>Балтийский щит, Кольско-Норвежская зона, Мончегорский массив</u>	Ультрабазиты			3000±200 (5)	Геохронологические рубежи..., 1972
<u>Украинский щит</u> с.с. Таромское, Мишурип Рог	Мигматиты		Мигматизация	3000 (4a)	Тарасов, Зыков, 1967
Запорожье	Плагиограниты			3090-3000 (1)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
				2900 (1)	То же

Таблица 7 (продолжение)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция дати- рованных объек- тов	Какой геоло- гический про- цесс датиро- ван	Возраст, млн. лет *	Литературные ссылки
<u>Рубеж раннеархейского и позднеархейского мезоциклов</u>					
<u>Африка</u> , Трансвааль	Граниты, пег- матиты	Интрузируют породы систе- мы Свазиленд	Позднеороген- ный магматизм	3000 $\pm$ 30 (3)	Allsopp a.oth., 1968
Кубута, Свазиленд	Пегматит, ле- пидолит			2920 (3)	Aldrich a.oth., 1958
Южная Родезия			Гранитообра- зование	3000 (5)	Vail, Dodson, 1969
<u>Австралия</u>	Граниты	Интрузируют породы систе- мы Пилбара	То же	3050 $\pm$ 180 (3)	Геохронологические рубежи..., 1972
<u>Антарктида</u>	"		"	3060 $\pm$ 80 (3)	Halpern, 1970
<u>Рубеж архейского и ранне-среднепротерозойского мегациклов</u>					
<u>Балтийский шит</u> Беломорско-Лап- ландский блок		Беломорская серия	Метаморфизм	2700 (1)	Tugarinov, Bibikova, 1971
Карельский массив	Гнейсо-граниты			2800-2600 (1, 3)	Геохронологические рубежи..., 1972
Кольско-Норвеж- ская и Карельская зоны карелид	Циркон, сфен, амфиболы	Кольская серия	Ранний диаф- торез	2800-2600 (1, 2)	

Там же	Плагиомикро- клиновые гра- ниты			2800-2700 (1)	То же
"	Граниты и пег- матиты	Карельская зона	Гранитообра- зование	2600 (3а)	Ященко и др., 1964
<u>Украинский щит</u> Базавлукская зона	Амфиболиты, роговые об- манки	Нижнебазавлук- кая серия	Метаморфизм	2600-2700 (2)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
Белозерский район	Гнейсы, слан- цы, роговые обманки		"	2600-2660 (2)	То же
Лощманская Каменка Кривой Рог	Гранодиорит Слюдисто-суль- фидный цемент	Криворожская серия. Нижний горизонт кон- гломератов	Внедрение Осадконакоп- ление	2640 (2) 2600-2680 (1, 4)	Тугаринов и др., 1963
<u>Канадский щит,</u> Онтарио	Граниты			2720±50 (1,3)	Tilton, Steiger, 1969, Hurley a.oth., 1971
<u>Африка,</u> Сиера Леоне	"		Гранитообра- зования	2700 (3)	Hepworth a.oth., 1972
Уганда	"			2660 (3)	Cavalho, 1972 ("Abst- racts. . .")
<u>Ангولا</u>	Парагнейсы		Метаморфизм	2650 (3)	
Танганьика, Гомбола	Лепидолит из пегматита		Образование	2620 (3)	Холмс, Каэн, 1959

Рубеж первого и второго раннепротерозойских мезоциклов

<u>Балтийский щит</u> Карелия	Сланцы	Гимольская серия	Метаморфизм	2280 (3)	Геохронологические рубежи..., 1972
----------------------------------	--------	---------------------	-------------	----------	---------------------------------------

Таблица 7 (продолжение)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет	Литературные ссылки
<u>Рубеж первого и второго раннепротерозойских мезоциклов</u>					
Мурманский блок	Пегматиты, биотит		Пегматитообразование	2250 (2)	Геохронология СССР т. I, 1973, стр. 70
Кольско-Норвежская зона	Мигматиты, циркон	Кольская серия	Наложная мигматизация	2250 (4)	Геохронологические рубежи..., 1972
Шотландия	Пегматиты			2300 (3)	Sabine, Watson, 1971
<u>Украинский щит</u>	Порфирированные граниты, пегматиты		Орогенный магматизм	2200-2270 (1)	Геохронология докембрия Украины, 1965
Славгородский район	Амфиболиты, роговые обманки, гнейсы, биотит		Метаморфизм	2230-2240 (2)	То же
Кривой Рог	Слюдисто-сульфидный цемент	Криворожская серия, Верхний горизонт конгломератов	Осадконакопление	2270-2300 (1,4)	Тугаринов и др., 1963

Ингуло-Ингулецкий район	Амфиболиты и амфиболовые гнейсы, амфибол		Метаморфизм		
Ингульский район	Купольные граниты		внедрение в порогенных гранитов. складчатость	2200-2300 (1,2)	Хомях и др. 1973
Нижнее Побужье	Пегматиты				
Воронежский массив, Старомеловская скв. 491а	Габбро-диорит, биотит		Внедрение	2220 (2)	Овчинников и др., 1974
Алданский шит	Гиперстеновый гнейс, биотит	Серия Зверева	Диафторез	2250 (2)	Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968
Северная Америка, массив Марри	Гранит		Внедрение	2230 (3)	Gibbins a.oth., 1972

Рубеж второго раннепротерозойского и среднепротерозойского мезоциклов

Балтийский шит					
Беломорско-Лапландский блок	Гнейсы, глиноземистые гнейсы	Гранулитовый массив	Метаморфизм	1950 (1)	Тугаринов и др., 1968
Кольско-Норвежская зона	Гранитоиды	Карельские интрузии	Внедрение	1900 (1, 2)	Геохронологические рубежи..., 1972
Финляндия, Шотландия	Граниты	Раннесвеко-фенские интрузии	"	1900±50 (1, 3)	
Украинский шит					
Кривой Рог	Апатитоносная осадочная порода	Ингулецкая серия	Осадконакопление	1860 (4)	Тугаринов, Войткевич, 1970

Таблица 7 (продолжение)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет*	Литературные ссылки
<u>Рубеж второго раннепротерозойского и среднепротерозойского мезоциклов</u>					
<u>Азовский выступ</u>	Плагиограниты, гранодиориты			1970-2190 (5)	Геология, формационный анализ..., 1972
<u>Северная Америка</u> <u>Манитоба</u>	Граниты		Внедрение	1975±45 (3)	Burek, Peterman, 1970
<u>Африка, Бушвельдский комплекс</u>	"		"	1900-2000 (3)	Геохронологические рубежи..., 1972
<u>Замбия</u>	"		"	1975±20 (3)	Cahen a.oth., 1970
<u>Рубеж ранне-среднепротерозойского и рифейского мегациклов</u>					
<u>Балтийский щит</u> <u>Кольско-Норвежская зона</u> <u>Массив Тервус</u>	Филлиты	Печенегская серия	Метаморфизм	1685±75 (3)	Геохронологические рубежи..., 1972
	Граниты, биотит	В породах ладожской формации	Постконсолидационная активизация	1630 (2)	То же
<u>Южная Финляндия</u>	"	Послескладчатые интрузии	Завершение консолидации	1790-1650 (2)	"
<u>Швеция</u>	"	Послесвекофенские интрузии	То же	1770-1685 (2)	"

Швеция, массив Смоланд <u>Приазовье</u>	Граниты, пор- фиры Пегматиты, грейзены, слюды	Орогенные фор- мации	Орогенез	1750 (1, 2, 3)	"
			Завершение плутонизма	1660-1640 (2)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
Канадский щит, Манитоба, Киватин	Граниты		Внедрение	1700, 1715 (3)	Wanless, Loveridge, 1972
<u>Индия</u>	"	Интрузии, про- рывающие сис- тему Дэли	То же	1650 (5)	Crawford, 1970
<u>Внешние Гебриды,</u> комплекс Харрис	Граниты, цир- кон		Внедрение	1700 (3), 1715 (1)	Breemen a.oth, 1972
<u>Рубеж раннерифейского и среднерифейского мезоциклов</u>					
<u>Украинский щит</u> Новгород-Вольнск с. Перга	Гранит Гранит, биотит			1340 (2) 1370 (2)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
<u>Северная Америка,</u> горы Сан-Андерс Аризона	Гранит		Внедрение	1350 (5)	Denison, Hetherington 1970
	Граниты, квар- цевые диориты		"	1390 (3, 5)	Stuckless, Naeser, 1972
Вайоминг, Колорадо, Нью-Мехико	Анорогенные граниты		Образование	1390-1430 (2, 3)	Семихатов, 1973
<u>Африка, Ангола</u>	Сиениты, гра- нит-порфиры			1240-1370 (3)	Cavalho, 1972 ("Ab- stracts ...")
<u>Рубеж среднерифейского и первого позднерифейского мезоциклов</u>					
<u>Гренландия</u>	Основные вул- каниты		Образование	1070±50 (3)	Van Schmus, 1971

Таблица 7 (продолжение)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет*	Литературные ссылки
<u>Рубеж среднерифейского и первого позднерифейского мезоциклов</u>					
<u>Южная Норвегия</u>	Гранито-гнейсы, биотит		Метаморфизм	1025 (2)	Геохронологические рубежи..., 1972
Там же	Основные породы		Внедрение	1100-1150 (2)	
"			Главный этап метаморфизма	1100 (2)	То же
"			Образование пегматитов	1000 (2)	"
<u>Норвегия и Северная Америка</u>	Анортозиты		Внедрение	1055 (3)	Heath, Fairbairn, 1969
<u>Северная Америка, Пенсильвания</u>			Метаморфизм	1050-1150(1, 2, 3)	Lapham, Root, 1971
Батолит Пайкс-Пик	Граниты		Внедрение	1041±13 (3)	Hedge, 1970
Гренвиль, Кивино	Граниты, сиениты	Малые интрузии	"	950-1035 (2)	Priem a.oth., 1971
Там же			Магматизм	1100 (3)	Goldich, 1968
<u>Африка, Аравийский шит</u>	Гранитоиды	Интрузии в зеленых сланцах	Внедрение	1000±50 (3)	Brown a.oth., 1972 ("Abstracts...")

<u>Австралия</u>	Гранитоиды, метаморфиты	Внедрение,	1100-1200 (1,3)	Compston, Arriens, 1968
<u>Антарктида</u>	Кислые вул- каны и ги- пабиссальные породы	Образование	1001±16 (3)	Eastin, Faure, 1971

Рубеж первого и второго позднерифейских мезоциклов

<u>Швеция, Норвегия</u>				
Массив Эстафоль	Гранит, биотит	Внедрение	820-840 (2)	Геохронологические рубежи..., 1972
Массив Эгесун	Норит, биотит	"	800, 850 (2)	
Район Агдер	Пегматит, мик- роклин, биотит	Образование	870, 905 (3)	То же
<u>Чешский массив (ГДР)</u>	Роговые обманки, слюды	Метаморфизм	800 (5)	Геохронология докемб- рия Украины, 1965
<u>Азовский выступ</u>	Граниты	Внедрение	890-850 (2)	Геология, формацион- ный анализ.... 1972
<u>Восточная Сибирь</u>				
Посольненско-Ан- гарский комплекс	Гранитоиды	Внедрение	860±50 (1) 820 (3)	Геохронология докемб- рия Сибирской плат- формы, 1968
Тейский массив	Пегматит	Образование	860 (2)	То же
Улканский комплекс	Щелочные граниты, биотит	Внедрение	880 (2)	Геохронология СССР, т. 1, 1973, стр. 242
Енисейский кряж	Сининверсионные гранитоиды	"	850±60 (1)	Волобуев и др., 1973
<u>Северная Америка,</u> <u>Пенсильвания</u>		Интрузивный и эффузивный магматизм	910-820 (1-3)	Lapham, Root, 1971 Crawford, Compston, 1970

Таблица 7 (окончание)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет*	Литературные ссылки
<u>Рубеж первого и второго позднерифейских мезоциклов</u>					
<u>Индия</u>	Кислые вулканиты	Верхний виндий	Образование	870 $\pm$ 40; 745 (3)	Davis, Crawford, 1971
Южная Индия	Граниты		Внедрение	725-740 (3)	Sarkar, 1972 ("Abstracts...")
<u>Центральная Африка</u>					
<u>Рухима, Кигези, Уганда</u>	Лепидолит из пегматита		Образование	845 (1), 805 (3)	Аренс, 1959
Ангола	Габбро-нориты			780 (3)	Cavalho, 1972 ("Abstracts...")
<u>Байкальский тектоно-магматический цикл (V - E<sub>2</sub>)</u>					
<u>Шотландия, Карн-Чуиннег</u>	Граниты		Внедрение	530 $\pm$ 10 (3)	Johnson, Shephert, 1970
<u>Канада, Новая Шотландия</u>	"		"	560 (3)	Cormier, 1972
<u>Азовский выступ</u>	"			570-600 (2)	Геология, формационный анализ..., 1972
<u>Франция, Армориканский массив</u>	Граниты, гнейсы	Наложены на бриовери	Кадомская орогения	690-570	Roach a.oth., 1972 ("Abstracts...")
Парижский бассейн	Гранит		Внедрение	650 (3)	Noiret a.oth., 1972
Бухта Сен-Брие	Диориты		То же	559 $\pm$ 27 (3)	Vidal a.oth., 1972
Пириней	Чарнокитовые гнейсы		Чарнокитизация	580 (3)	Vitrac, 1972

<u>Восточная Сибирь</u>	Пироксенит, биотит	Ольховский комплекс		680 (2)	Геохронология докемб- рия Сибирской плат- формы, 1968
Татарский массив	Гранит, биотит			600 (2)	
Канское месторож- дение	Пегматиты, мус- ковит, биотит			550, 530 (2), 535 (3)	То же
Енисейский кряж, Харихузихинский массив	Гранитоиды			620 <sub>±</sub> 35 (1)	Волобуев и др., 1973
<u>Северная Америка,</u> Коннектикут	Граниты		Авалонская орогения	616 <sub>±</sub> 78 (3)	Skills, Dasch, 1972
<u>Южная Америка,</u> Северная Бразилия	Пегматиты, метаморфичес- кие породы		Орогенный этап	640-530 (2, 3)	Almeida a.oth., 1968
<u>Африка</u>					
<u>Аравийский щит</u>	Кислые вул- каны, грани- ты			570 (3), 615- 620 (3)	Brown a.o., 1972 ("Abstracts...")
Иорданский рифт	Порфиры	Борта рифта		540 (3)	Lenz, 1972 ("Abstracts...")
Нигерия	Граниты		Внедрение	550 (1)	Тугаринов, Ковален- ко, 1973
Кейптаун	Гранит, циркон, слюды	Серия Малмсбер- ри	"	530 (1, 2), 600 (3)	Холмс, Каэн, 1959
<u>Индия, Мадья-Пра- деш</u>	Андезиты		Вулканизм	650 (2, 3)	Sarkar, 1972 ("Ab- stracts...")
<u>Южный Вьетнам</u>	Граниты, гнейсы		Внедрение, метаморфизм	530 (3)	Hurley, Fairbairn, 1972

\* В графе 5 в скобках указаны методы радиологического датирования: 1 - уран-торий-свинцовый, 2 - калий-аргоновый, 3 - рубидий-стронциевый, 3а - рубидий-стронциевый изохронный, 4 - свинцово-свинцовый изохронный, 5 - комплекс методов.

Таблица 7 (окончание)

Регион, геологический объект	Породы, минералы	Геологическая позиция датированных объектов	Какой геологический процесс датирован	Возраст, млн. лет*	Литературные ссылки
<u>Рубеж первого и второго позднерифейских мезоциклов</u>					
<u>Индия</u>	Кислые вулканиты	Верхний виндий	Образование	870 $\pm$ 40; 745 (3)	Davis, Crawford, 1971
Южная Индия	Граниты		Внедрение	725-740 (3)	Sarkar, 1972 ("Abstracts...")
<u>Центральная Африка</u> Рухима, Кигези, Уганда Ангола	Лепидолит из пегматита Габбро-нориты		Образование	845 (1), 805 (3) 780 (3)	Аренс, 1959 Cavalho, 1972 ("Abstracts...")
<u>Байкальский тектоно-магматический цикл (V - <math>\epsilon_2</math>)</u>					
<u>Шотландия,</u> Карн-Чуиннег	Граниты		Внедрение	530 $\pm$ 10 (3)	Johnson, Shephert, 1970
<u>Канада, Новая Шотландия</u>	"		"	560 (3)	Cormier, 1972
<u>Азовский выступ</u>	"			570-600 (2)	Геология, формационный анализ..., 1972
<u>Франция, Армори-канский массив</u>	Граниты, гнейсы	Наложены на бриоверий	Кадомская орогения	690-570	Roach a.o.th., 1972 ("Abstracts...")
<u>Парижский бассейн</u>	Гранит		Внедрение	650 (3)	Noiret a.o.th., 1972
<u>Бухта Сен-Брие</u>	Диориты		То же	559 $\pm$ 27 (3)	Vidal a.o.th., 1972
<u>Пиринеи</u>	Чарнокитовые гнейсы		Чарнокитизация	580 (3)	Vitrac, 1972

<u>Восточная Сибирь</u>	Пироксенит, биотит	Ольховский комплекс		680 (2)	Геохронология докемб- рия Сибирской плат- формы, 1968
Татарский массив	Гранит, биотит			600 (2)	
Канское месторож- дение	Пегматиты, мус- ковит, биотит			550, 530 (2), 535 (3)	То же
Енисейский кряж, Харихузихинский массив	Гранитоиды			620 <sub>+</sub> 35 (1)	Волобуев и др., 1973
<u>Северная Америка,</u> Коннектикут	Граниты		Авалонская орогения	616 <sub>+</sub> 78 (3)	Stills, Dasch, 1972
<u>Южная Америка,</u> <u>Северная Бразилия</u>	Пегматиты, метаморфичес- кие породы		Орогенный этап	640-530 (2, 3)	Almeida a.oth., 1968
<u>Африка</u>					
Аравийский щит	Кислые вул- каны, грани- ты			570 (3), 615- 620 (3)	Brown a.o., 1972 ("Abstracts...")
Иорданский рифт Нигерия	Порфиры Граниты	Борта рифта	Внедрение	540 (3) 550 (1)	Lenz, 1972 ("Abstracts...") Тугаринов, Ковален- ко, 1973
Кейптаун	Гранит, циркон, слоды	Серия Малмсбер- ри	"	530 (1, 2), 600 (3)	Холмс, Каэн, 1959
<u>Индия, Мадья-Пра- деш</u>	Андезиты		Вулканизм	650 (2, 3)	Sarkar, 1972 ("Ab- stracts...")
<u>Южный Вьетнам</u>	Граниты, гнейсы		Внедрение, метаморфизм	530 (3)	Hurley, Fairbairn, 1972

\* В графе 5 в скобках указаны методы радиологического датирования: 1 - уран-торий-свинцовый, 2 - калий-аргоновый, 3 - рубидий-стронциевый, 3а - рубидий-стронциевый изохронный, 4 - свинцово-свинцовый изохронный, 5 - комплекс методов.

Архициклы намечены как наиболее крупные геосторические подразделения, отражающие общее состояние земной коры: для доархейского архицикла – становление коры и начало ее сиалитизации, для архейско-среднепротерозойского – мощнейшее, нарастающее во времени региональное корообразование, а для рифейско-фанерозойского – в основном зональное структурно-тектоническое и петрохимическое преобразование коры.

Краткая характеристика каждого геосторического подразделения приведена в специальной работе (Гаррис, 1974). Ранне-среднепротерозойский, рифейский мегациклы и большая часть вендомско-фанерозойского мегацикла в их проявлении в изучаемом регионе освещены ниже, в главах III–V, здесь же необходимо остановиться на некоторых общих особенностях выделенных подразделений в сравнительном аспекте.

1. Прокатархейский “нулевой” мегацикл выделен предположительно как первый протодифференционный этап планетарного развития, для конца которого, по А.Е. Павловскому (1970), характерен переход от лунной стадии к нуклеарной.

2. По катархейскому мегациклу (4,5–3,5 млрд. лет), кроме прежних датировок, известны новые – 3700–3750 млн. лет по гнейсам Гренландии (Moorbath a.o., 1972), что свидетельствует о развитии в конце этого мегацикла сиалической коры.

3. Граница катархея и архея оценивается, как известно (Афанасьев и др., 1964; Геохронология Украины, 1965; Тугаринов, Войткевич, 1970), в 3,5 млрд. лет (по А.И. Тугаринову – Белозерский тектоно-магматический цикл). В это время сиалическая кора существовала уже в ряде крупных регионов, а в начале архея произошли заложения отдельных прогибов, возможно прогеосинклинального характера (например, Конкско-Белозерский синклиорий). Несмотря на то, что древнейшие датировки амфиболов из Конкского района (Геохронология Украины, 1965, стр. 22), лежащие в интервале 3550–3400 млн. лет, отражают возраст метаморфизма вмещающих пород, последние целесообразнее относить не к катархею, а к раннему архею, учитывая при этом высокий геотермический градиент того времени, обеспечивающий сближение возрастов осадконакопления и регионального метаморфизма.

4. Рубеж в 3 млрд. лет, разделяющий архей на два мезоцикла (по А.И. Тугаринову – кольский тектоно-магматический цикл) отмечен контрастными (сиалическими – ниже его и фемическими – выше) формациями, характеризующими соответственно консолидацию конца первого и начальный магматизм второго мезоцикла.

5. К концу позднеархейского мезоцикла приурочена широко проявленная на всех континентах гранитизация и сопровождающий ее сиалический метаморфизм (2800–2600 млн. лет), причем наиболее молодые калиевые граниты и магматиты имеют возраст около 2600 млн. лет, что позволяет, вместе с данными о возрасте консолидирующего метаморфизма и наиболее древних образований выше-лежащего структурного цикла считать соответствующее время (2600±

+100 млн. лет) пограничным между архейским и ранне-среднепротерозойским мегациклами. Этот рубеж считается за редким исключением (некоторые авторы датируют его в 2700 млн. лет) общепринятым.

6. Начало ранне-среднепротерозойского мегацикла характеризуется заложением зон погружений типа Базавлукской, Курской, Криворожской и других, которые могут рассматриваться как протогеосинклинальные (Митрофанов, Шуркин, 1972) или как авлакогенные (Петров, 1973). В Базавлукской синклинали известна (Шуркин, 1972) хромитоносная дунит-гарцбургитовая формация. Граница между первым и вторым раннепротерозойским мезоциклами проводится по 2250±50 млн. лет на том основании, что к этому времени в пределах многих щитов и плит относятся проявления гранитного магматизма и плутонического метаморфизма. Оба раннепротерозойских мегацикла представлены полным набором интрузивных формаций от ультрабазитовых до сиалических, что вместе с данными о синхронности последних плутоническому метаморфизму свидетельствует о самостоятельности этих мезоциклов и о появлении в геотектоническом режиме ряда регионов черт, приближающих его к геосинклинальному.

7. Для второго раннепротерозойского мезоцикла (2250-1900 млн. лет) характерен самостоятельный гомодромный ряд интрузий (от ультрабазитов до гранитоидов) с поздними габбро-диабазами типа траппов, а также субсинхронный комплекс метаморфических образований, что не позволяет смешивать (или объединять) этот мезоцикл ни с более ранним, ни с более поздним (среднепротерозойским) мезоциклами. Гранитоиды среднепротерозойского мезоцикла и те, которые фиксируют границу раннего и среднего протерозоя (1900±100 млн. лет), существенно различаются и разорваны во времени почти на 200-300 млн. лет.

8. Рубеж между вторым раннепротерозойским и среднепротерозойским мезоциклами (1900±100 млн. лет) обосновывается весьма богатыми и разносторонними геолого-геохронологическими материалами. Это - время становления крупных платформ, объединивших древние протоплатформенные "ядра", спаянные раннепротерозойскими структурами.

9. Следующий, среднепротерозойский мезоцикл и его границы (1900 и 1600 млн. лет) за редким исключением общепризнанны. К верхней границе мезоцикла приурочена "альгоманская" орогеническая эпоха (Wanless, 1972). Для этого мезоцикла характерен весьма своеобразный набор магматических и метаморфических формаций, в котором резко преобладают сиалические. Попытки объединить в один "тектонический цикл" ранний и средний протерозой неправомерны не только из-за чрезмерной длительности такого "цикла", но и потому, что в раннем протерозое последовательно развивались два довольно полных гомодромных набора интрузивных формаций, причем каждый из них завершился консолидацией с внедрением гранитоидов. Среднепротерозойское гранитообразование имеет

совершенно другую природу (мошнейшая метасоматическая гранитизация), что не позволяет рассматривать его как простое продолжение раннепротерозойского. Максимум развития ультраметаморфической гранитизации с формированием микроклиновых гранитов, гнейсо-гранитов, магматитов и чарнокитов относится к 1700–1800 млн. лет. Продукты гранитизации распространены в пределах всех дорифейских щитов и плит и характеризуют особый геотектонический режим, который более 20-ти лет назад А.В. Пейве и В.И. Синицын удачно назвали панплатформенным.

Наиболее поздние, уже не региональные, а локально развитые калиевые лейкограниты и пегматиты среднепротерозойского мезоцикла имеют возраст около 1600 млн. лет. За ними следуют габбро-диабазы близкого возраста, относящиеся к трапповой формации.

10. Рифейский мегацикл ограничен рубежами 1600 и 680 млн. лет и расчленяется по тектоно-магматическим проявлениям на четыре мезоцикла с внутренними границами около 1350, 1100 и 850 млн. лет. Обоснования возраста двух рубежей приведены в нашей предыдущей работе (Гаррис, Постников, 1970б). Более поздние данные подтвердили их возраст и позволили наметить еще третий, внутривозрастной рифейский рубеж (около 850 млн. лет).

Определение возраста подразделений рифея облегчается по сравнению с ранним докембрием тем, что в большинстве регионов отсутствует или слабо проявлен метаморфизм, а датировки, полученные по магматическим и седиментационным интервалам, взаимно проверяются.

Расчленение рифейского мегацикла на мезоциклы отражает этапы активизации эндогенных процессов (в основном вертикальных движений, дизъюнктивных нарушений и связанных с ними магматизма, метасоматоза, локального метаморфизма), поэтому возраст интрузивных проявлений может использоваться для датирования соответствующих рубежей. Во многих работах показано, что радиометрические рубежи, как правило, совпадают с биостратиграфическими. Выделенные ранее рубежи (Гаррис, Казаков и др., 1964) соответствуют принятым стратиграфическим границам нижнего-среднего и среднего-верхнего рифея, выраженным в стратотипической местности (Южный Урал) перерывами и несогласиями. Предлагаемое разделение позднего рифея на два мезоцикла с границей между ними в 850 млн. лет базируется на данных о многочисленных проявлениях в различных регионах мира, в том числе и на Урале (глава IV), магматизма, гранитизации и локально наложенного метаморфизма, возраст которых обычно лежит в интервале 850–800 млн. лет. Возраст рубежа принят по наиболее древним магматическим проявлениям, так как они ближе ко времени заложения новой системы глубинных разломов и структурной и палеогеографической перестройки.

Интересно, что по новым данным М.Е. Раабен в соответствующем месте разреза верхнего рифея прослеживаются стратиграфическое несогласие и существенное изменение органического мира (глава IV).

К специфике рифейского мегацикла изучаемой области, а также многих других регионов относятся миогеосинклинальный характер и отсутствие последовательных гомодромных формационных наборов магматических пород. Более всего распространены кислые вулканы, калиевые граниты и базиты трапповой формации. Известны габбро-нориты, анортозиты, граниты-рапакиви и др. Метаморфические образования обычно принадлежат к зеленосланцевой ступени; амфиболитовая же ступень либо типична лишь для приразломных зон, либо метаморфизм этой ступени уже послерифейский.

Особенности эндогенных формаций рифейского мегацикла свидетельствуют об отсутствии в это время эвгеосинклинальных условий. Более всего геотектонические условия рифейского мегацикла в областях интенсивного осадконакопления напоминают миогеосинклинальные, причем речь идет не о миогеосинклинальной зоне, латерально переходящей в эвгеосинклинальную, а о миогеосинклинальном характере прогибов, заложенных на дорифейском фундаменте, в целом (Леонов, 1962; Бухарин, Пятков, 1973). Дизъюнктивная переработка платформенного основания в миогеосинклинальных областях сопровождалась магмато-метасоматической его переработкой. К концу мегацикла платформы оформились в близкой к современной конфигурации, поскольку большинство вендомско-фанерозойских геосинклинальных областей оказалось пространственно связанным с рифейскими миогеосинклиналями. В фундаменте платформ рифейские дизъюнктивные движения отразились развитием зон "омоложения", этапы которого грубо синхронны трем поколениям габбро-диабазов и долеритов трапповой формации - около 1600, 1350 и 1100 млн. лет. В целом рифейский мегацикл можно назвать платформенно-миогеосинклинальным.

11. Вендомско-фанерозойский мегацикл, включающий байкальский, каледонский, герцинский, тихоокеанский и альпийский тектоно-магматические циклы, начинается с рубежа рифей-вендомий<sup>1</sup>. Этот рубеж (680 млн. лет) на Урале обоснован "снизу" и "сверху" датировками глауконитов миньярской и укской свит, габбро-диабазов, секущих инзерскую свиту, и наиболее древних минералов, заложенных на инициальные гипербазиты байкальского цикла. Поскольку именно для вендомско-фанерозойского мегацикла характерно развитие настоящих эвгеосинклинальных систем с редукцией краевых областей платформ, он может быть назван платформенно-геосинклинальным.

12. Границы байкальского тектоно-магматического цикла (680-520 млн. лет) получили обоснования в специальной работе (Гаррис, 1972а). Для этого цикла в некоторых регионах отмечается довольно длительная (около 20 млн. лет) постконсолидационная стадия. Возраст верхней границы цикла принят, как и для дру-

<sup>1</sup> По Б.М. Келлеру (1973), под вендомием подразумеваются венд и юдомий, т.е. по Уральскому стратотипу - весь послеминьярский докембрий.

гих геосторических подразделений, с учетом датировок наиболее молодых орогенных гранитоидов, пегматитов и сиалических метаморфитов, составляющих около 530–520 млн. лет.

Байкальская складчатость, как известно, впервые была выделена Н.С. Шатским. Затем близкие по возрасту и характеру события получили от Г. Штилле название ассинтской орогении. До развития геохронологических исследований некоторые авторы стали включать в байкальский цикл весь рифей. Затем А.И. Тугаринов выделил катангский тектоно-магматический цикл (650±50 млн. лет), который по геологической сущности соответствует байкальскому (вендомско-кембрийскому). Во Франции выделяется кадомская орогения, в США – авалонская, в Бразилии – главный этап метаморфизма и орогенеза этого времени.

Геохронологические данные показывают, что вендомско-кембрийские геосинклинальные зоны, испытавшие байкальскую складчатость, развиты гораздо шире, чем это представлялось по одним только геологическим данным. Эти зоны оконтуривают Восточно-Европейскую платформу, значительную часть Сибирской платформы, распространены в "промежутке" между ними, а также в пределах других континентов, особенно южных (Геохронологические рубежи..., 1972; Тугаринов, Войткевич, 1970; Штрейс, 1964 и др.).

13. Обособленность каледонского (520–370 млн. лет) тектоно-магматического цикла не требует доказательств, однако для Уральского региона ряд авторов (Сергиевский, 1969; Соболев, 1969 и др.) ее оспаривают. Они объединяют каледонский и герцинский циклы в единый длительный ордовикско-позднепалеозойский "цикл". Геохронологическое изучение на формационной основе показало, что в этом "цикле" имеются два последовательных набора геосинклинальных и орогенных магматических формаций и два максимума сиалического диамотермального метаморфизма, не говоря уже о стратиграфических, тектонических и палеогеографических критериях разграниченности названных палеозойских циклов (Гаррис, 1972; Пронин, 1971). Просто в каледонском цикле на Урале слабее представлены орогенные формации, а в герцинском – геосинклинальные. С окончанием каледонского цикла в США связана академическая орогения (Clark, Kulp, 1968).

14. Герцинский (370–230 млн. лет) тектоно-магматический цикл завершает полициклическое геосинклинальное развитие Уральского региона. Верхняя возрастная граница на Урале, Кавказе, в Киргизии, Казахстане, на Дальнем Востоке, в Восточной Монголии фиксируется, с одной стороны, орогенными гранитоидами, наиболее молодыми позднеорогенными вулканитами и малыми интрузиями кислого состава, а с другой стороны, наиболее древними представителями триасовой липарит-базальтовой формации (Гаррис, 1964, 1972; Геология СССР, т. I, 1968; Пронин, 1971; Лозовая, 1972; Павловский и др., 1973 и др.). В США (Clark, Kulp, 1968) в герцинском цикле в качестве заключительного выделен аллеганский орогенный этап (255–240 млн. лет).

15. Мезозойский (230–100 млн. лет) и альпийский (начиная со 100 млн. лет) циклы не оставили в изучаемой области реперных объектов для датирования их границы. Ряд авторов в глобальном плане их объединяют, однако геохронологические данные в соединении с формационными, а также общие закономерности периодичности свидетельствуют о самостоятельности этих циклов. По данным М.М. Рубинштейна (1967, 1967а), обобщившего большой геолого-геохронологический материал, орогенные гранитоиды с возрастными значениями 105–95 млн. лет распространены весьма широко. Они известны на Колыме, в Южном Приморье, Центральной Японии, Восточной Австралии, Тасмании, Колумбии, Кордильерах и т.д. Более молодые чем 100 млн. лет магматические и метаморфические образования приурочены к самостоятельному структурному этажу, хотя местами и накладываются на более древние.

Таким образом, совокупность накопленных за последние десятилетия геохронологических материалов подтверждает, что крупные однотипные эндогенные процессы (изменения характера геотектонических режимов, инициальный и орогенный магматизм, плутонический метаморфизм, активизация и т.д.) протекают (или резко усиливаются) циклично и проявляются глобально-синхронно (или субсинхронно). Вместе с тем эта синхронность не означает повсеместности проявления и повсеместного совпадения начала и завершения развития различных подвижных зон.

Предложенный вариант схемы периодичности отражает следующие временные закономерности геологической истории (табл. 5).

1. Со времени начала планетарного развития (5,4 млрд. лет) в истории Земли выделяются три архицикла, шесть мегациклов, девять мезоциклов и пять тектоно-магматических циклов (подразделения меньших рангов здесь не рассматриваются).

2. Длительность первых двух архициклов 1,9 млрд. лет, последнего (не законченного) 1,6 млрд. лет. Каждый архицикл разделяется на два мегацикла продолжительностью около 1 млрд. лет (1,0–0,9 млрд. лет), кроме последнего, вендомско-фанерозойского незаконченного мегацикла, который начался 680 млн. лет назад.

3. С катархея, т.е. с нижней границы образования дифференцированной земной коры, число мезоциклов и (или) циклов соответствует порядковому номеру мегацикла.

4. Если разновозрастные архициклы, как и мегациклы, соизмеримы по длительности (за исключением последних, незавершенных), то в смене мезоциклов и циклов сочетаются равномерность (приблизительно одинаковая продолжительность) и систематически нарастающая от вендомия до антропогена их укороченность<sup>1</sup>. Продолжительность мезоциклов снижается от 500 до 250 млн. лет (за исключением последнего мезоцикла, укороченного до 170 млн. лет).

<sup>1</sup> Для фанерозоя тектоно-магматическую акселерацию впервые отметил С.Н. Бубнов (1960), но он не выразил ее количественно.

С вендомия (680 млн. лет) мезоциклы сменяются тектоно-магматическими циклами, длительность которых также последовательно убывает (с 160 до 120 млн. лет). При этом в каждом мегацикле самый короткий всегда последний мезоцикл. Создается впечатление, что для перехода в следующем мегацикле на новый ритм внутренней периодичности соответствующие условия подготавливаются уже в конце предшествующего мегацикла.

Коэффициент акселерации, т.е. отношение длительности последующего геосторического подразделения к длительности предыдущего, в интервале от архея до позднего рифея колеблется для мезоциклов в пределах 1,0-0,80. Во второй половине позднего рифея происходит наиболее резкое во всей геологической истории укорачивание геосторических подразделений третьего-четвертого ранга (коэффициент 0,68), после чего мезоциклы переходят в циклы и устанавливается другой ритм внутренней периодичности (коэффициент акселерации 0,94-0,93). Этот коэффициент относится к геосинклинальным тектоно-магматическим циклам - байкальскому (160 млн. лет), каледонскому (150 млн. лет), герцинскому (140 млн. лет), тихоокеанскому (130 млн. лет) и собственно альпийскому. Последний начался 100 млн. лет назад, однако найденный для этого времени коэффициент 0,93 позволяет считать, что цикл продлится еще 21 млн. лет. Тогда длительность текущего мегацикла составит 700 млн. лет.

5. Мезоциклы равной длительности относятся к тем отрезкам геологической истории, которые отличаются сравнительно слабой эндогенной активностью, особенно в отношении нарастания силочности коры (ранний протерозой, большая часть рифея).

6. Все выделенные геосторические подразделения по их геологической сущности (геотектонический режим, наборы формаций, характер эндогенных процессов, тектонических структур и пр.) значительно отличаются друг от друга. Особенно это заметно на подразделениях I и II рангов.

"Нулевой" (5,4-4,5 млрд. лет) мегацикл, возможно, был протодифференционным. Для катархейского (4,5-3,5 млрд. лет) мегацикла характерно начало становления (в результате более далеко зашедшей дифференциации земного вещества) первичной коры базальтового состава. Ни геосинклиналей, ни платформ в то время еще не существовало, в связи с чем этот мегацикл может рассматриваться как первичнокоровый прогеосинклинально-проплатформенный. В течение архейского (3,5-2,6 млрд. лет) мегацикла первичная кора дифференцируется на нелинейные положительные и отрицательные структуры (Глуховский, Павловский, 1973). Первые, возможно, играли роль "ядер" будущих платформ. Это - прогеосинклинально-проплатформенный мегацикл. Ранне-среднепротерозойский (2,6-1,6 млрд. лет) мегацикл может быть назван протогеосинклинально-платформенным. Именно с начала протерозоя появляются крупные линейные отрицательные структуры, в общих чертах сходные с геосинклинальными, но не обладающие всеми их признаками (раз-

личия в наборах формаций, характере магматизма, метаморфизма, структурно-формационной зональности и др.). В последнем, среднепротерозойском мезоцикле формировались древние (тогда молодые) платформы, что сопровождалось колоссальным по интенсивности развитием процессов гранитизации. Это — планетарная кульминация сиалического корообразования и платформообразования. Для рифейского мегацикла (1,6–0,68 млрд. лет) характерно расчленение древних платформ с заложением авлакогенов и миогеосинклинальных систем, а для вендомско-фанерозойского — формирование на платформах обширных синеклиз и антеклиз, в пределах же миогеосинклинальных областей — настоящих геосинклинальных (эвгеосинклинальных) зон, порождающих в процессе своего развития молодые платформы различного возраста. Последний мегацикл отличается от предыдущего весьма интенсивно нарастающим усложнением строения коры, а соответственно, по-видимому, и подкорковых масс. Рифейский мегацикл может быть назван платформенно-миогеосинклинальным, а вендомско-фанерозойский — платформенно-геосинклинальным.

7. Региональная гранитизация (ультраметаморфизм), как главный фактор становления сиалической коры, также обладает периодичностью и имеет соизмеримый с длительностью мегациклов миллиардный ритм (максимумы в 3800, 2800, 1800 и 700–850 млн. лет). Все четыре кульминации приурочены к концу мегациклов (от первого до четвертого).

Объяснение намеченных временных закономерностей геологической истории представляет самостоятельную крупную проблему, выходящую за рамки предлагаемой работы. Вместе с тем следует отметить, что сам характер периодичности указывает на связь последней одновременно как с внутренними (земными), так и с внешними (космическими) силами. Неповторимая специфика каждого архцикла, мегацикла, мезоцикла и цикла определяется различным в разное время состоянием земной коры и подкорковых сфер и все усложняющимся их строением, что в конечном счете отражает геохимическую эволюцию Земли в целом.

Из факта направленного, периодически усложняющегося развития земной коры следует вывод о неправомочности прямолинейного ретроспективного перенесения на все времена, независимо от их древности, представлений о существовании геотектонических режимов, адекватных фанерозойским. Более всего это относится к предположениям о развитии эвгеосинклинальных режимов в раннем докембрии и в рифее.

Рассмотренная схема геосторической периодичности, естественно, представляет собой один из возможных вариантов такого рода. В интервале времени от 2600 до 200 млн. лет она обоснована региональными материалами, а для более древних и более молодых времен — межконтинентальной корреляцией; кроме того, использован метод экстраполяции с учетом найденных значений коэффициента акселерации.

Некоторые из выделенных геосторических рубежей совпадают с границами галактических лет (г.г.) или близки к ним. Так, начало доархейского архцикла (5,4 млрд. лет) отвечает 30 г.г., рубеж прокатархейского и катархейского (4,5 млрд. лет) мегациклов 25 г.г; рубеж катархейского и архейского (3,5 млрд. лет) мегациклов близок к 20 г.г., архейского и ранне-среднепротерозойского (2,6 млрд. лет) мегациклов - к 15 г.г. Рубежи средне-рифейского и первого позднерифейского (1100 млн. лет) мезоциклов, а также байкальского и каледонского (520 млн. лет) тектоно-магматических циклов практически совпадают с 6 и 3 г.г. соответственно.

При дальнейших исследованиях каждого дорифейского геосторического подразделения необходимо уделять особое внимание вычленению продуктов инициального магматизма и их датированию. Это позволит углубить представление о характере геотектонических режимов мезоциклов раннего протерозоя, архея и более древних этапов геологической истории.

## РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ<sup>1</sup>

В последние годы отмечается вполне правомерное повышение интереса к докембрийским образованиям, связанное с их перспективностью на ряд важных полезных ископаемых. Это, в частности, вызвало необходимость обсуждения теоретических, региональных и прикладных проблем докембрия Восточно-Европейской платформы (Второе Петрографическое совещание по Европейской части СССР, Воронеж, 1972, и Совещание по литологии и осадочной геологии докембрия, Москва, 1973).

Теоретической основой для поисков полезных ископаемых, как известно, является прежде всего формационное, возрастное и структурно-тектоническое расчленение соответствующих образований с определением типов геотектонических режимов и с выделением циклов и этапов формирования рудоносных комплексов. В этом отношении для докембрия Урала и восточной части Русской плиты большое значение имеет однозначное решение таких вопросов: 1) выявление в строении фундамента наиболее древних магматических и метаморфических комплексов и оконтуривание блоков архея; 2) установление формационной принадлежности наиболее распространенных типов пород и выделение формационных наборов, характерных для каждого из самостоятельных геисторических подразделений раннего докембрия; 3) выяснение возраста магматизма, метаморфизма и рудопроявлений различных типов, времени консолидации разных структурных этажей фундамента и этапов позднейшего его разблорирования. Для освещения всех этих вопросов геохронологические данные имеют первостепенное значение.

В настоящее время для нижнего докембрия изучаемого региона имеется около 380 датировок, полученных K-Ar, Rb-Sr, U-Th-Pb и  $\alpha$ -Pb методами в лабораториях БФАН СССР, ИГТ УНЦ АН СССР, Коми ФАН СССР, ИГЕМ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, РИАН СССР, ВСЕГЕИ и УТГУ. Результаты геохронологических, стратиграфических, минералого-петрографических и структурно-тектонических исследований нижнего докембрия Урала и востока платформы отраже-

<sup>1</sup> В связи со скудностью данных по архейским образованиям Урала и восточной части Русской плиты выделение самостоятельной главы, посвященной архейскому мегациклу, представлялось нецелесообразным. Соответствующие материалы приведены ниже.

ны в работах Е.М. Ананьевой, Ю.Р. Беккера, Е.В. Бибиковой, С.В. Богдановой, Л.А. Варданянца, М.М. Веселовской, А.П. Виноградова, М.И. Гараня, М.А. Гаррис, Б.А. Голдина, А.П. Гревцовой, В.А. Дунаева, Л.З. Егоровой, А.А. Краснобаева, Г.А. Кейльмана, К.Г. Кнорре, Т.А. Лапинской, В.И. Ленных, Н.Ф. Мамаева, Л.Н. Овчинникова, И.С. Огарина, Б.М. Петрова, В.И. Петрова, Д.В. Постникова, В.Н. Пучкова, Б.С. Ситдикова, Ю.Д. Смирнова, К.Р. Тимергазина, А.И. Тугаринова, М.Ф. Фишмана, Д.С. Штейнберга, А.Я. Яроша и других исследователей. Накопленные по раннему докембрию геолого-геохронологические материалы недавно были обобщены в монографии "Геохронология СССР" (Гаррис, 1973а, б; Гаррис, Постников, 1973).

Прежде чем перейти к рассмотрению результатов геолого-геохронологических исследований нижнего докембрия, отметим следующее: 1) при интерпретации аналитических данных альфа-свинцовые значения, как завышающие действительный возраст из-за присутствия обыкновенного свинца (Тугаринов и др., 1970), в качестве непосредственных датировок не принимались (хотя и учитывались); 2) аномальные значения, полученные по секущим тараташский комплекс диабазам, 3539 и 2650 млн. лет (Ленных, 1973), в согласии с представлениями названного автора и с нашими прежними работами (Гаррис, Постников и др., 1972; Денисенко, 1972 и др.), рассматриваются как нереальные, обязанные присутствию избыточного аргона. В.И. Ленных считает, что источником последнего служили мигматиты тараташского комплекса, испытавшие blastomylonitization, в процессе которой они потеряли часть радиогенного аргона. То же относится к шигирским "израндитам" и пироксенитам (Денисенко, 1972) и к разностям кусинско-копанских габброидов, которые показали ультрадревние возрастные значения — 4340, 3320 и 2950 млн. лет (Дунаев, Степанов, Панова, 1970, 1973); 3) датировки, полученные по регионально-метаморфическим минералам (при отсутствии в породе реликтов дометаморфических минералов или следов повторного прогрессивного или регрессивного метаморфизма), рассматриваются как показатели времени консолидации сложенного соответствующими породами структурного этажа.

О проявлениях в изучаемом регионе метаморфизма архейского мегацикла можно судить лишь по косвенным данным.

На Южном Урале в зоне Кусинско-Зюраткульского структурного шва в амфиболитах лежачего бока рудного тела Кусинского титаномагнетитового месторождения известен ксенолит кристаллических сланцев, для которых по биотиту получено  $2895 \pm 87$  млн. лет<sup>1</sup>, что соответственно датирует время становления сланцев как метаморфической породы. Близкий к архею возраст (2540 млн. лет) получен нами для того же пункта по биотиту из тектонокласта мелко-

<sup>1</sup>Геологические данные В.С. Мясникова и О.В. Карповой, геохронологические — Л.Л. Шанина.

зернистых плагиогнейсов. В пределах восточной части Русской плиты наиболее древние датировки, отражающие возраст последнего метаморфизма, наложенного, по-видимому, на допротерозойские метаморфические породы, также характеризуют отдельные участки глубинных разломов. К представителям измененных реликтовых, впоследствии "омоложенных" образований позднеархейского этапа метаморфизма могут быть отнесены глиноземистые (биотит-силлиманит-кордиеритовые) гнейсы, вскрытые в Алдарскинской скв. 36, для которых по наложенному микроклину получено 2350 млн. лет. К тому же этапу, очевидно, относится амфиболитизированный эклогит из скв. Молгачи 1, давший 2320 млн. лет по амфиболу (Гаррис, Постников, 1970).

Эти данные позволяют считать, что структурный этаж, сформированный в течение позднеархейского мезоцикла, принимает участие в глубинном строении миегеосинклинальной области западного склона Урала и сопредельной части Русской плиты. При дальнейшем радиологическом изучении, вероятно, представится возможным выделить крупные блоки позднеархейского структурного этажа, поднятые на гипсометрический уровень раннепротерозойских образований<sup>1</sup>. Последние, насколько можно судить по геолого-геохронологическим данным, полученным почти для 150 буровых разрезов Волго-Уральской области и для различных типов пород тараташского комплекса, в основном и составляют тело кристаллического фундамента восточной части Русской плиты и западного склона Урала.

Рассмотрим наиболее важные данные по названным крупным регионам в отдельности, а затем, после их сопоставления, остановимся на особенностях проявления в пределах изучаемой территории каждого из трех мезоциклов, составляющих ранне-среднепротерозойский мегацикл.

### НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ УРАЛА

В Уральском регионе крупный выход бесспорно установленного нижнего докембрия приурочен к Тараташскому антиклинорию. Отдельные тектонические фрагменты выявлены в зонах долгоживущих глубинных разломов (Ахтенско-Александровская, Кусинско-Зюраткульская). О возрастной принадлежности магмато-метаморфических комплексов, слагающих ядра положительных структур типа Сысертско-Ильменогорского, Ляпинского, Хорбейского антиклинориев, Хобеиз-

<sup>1</sup> Данный прогноз подтвердился после сдачи рукописи в издательство. В северо-западной части Татарского свода в разрезе, вскрытом скважиной Минибаево, 20000, в 1975 г. были установлены гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы с небольшой примесью биотита. Возраст их становления как метаморфических пород  $2680 \pm 100$  млн. лет (Постников и др., 1975).

ской и других антиклиналей, по имеющимся скупым геолого-геохронологическим данным однозначные выводы делать преждевременно.

Геолого-геохронологическое изучение тараташского комплекса проводилось с применением K-Ar, Rb-Sr, U-Th-Pb и  $\alpha$ -Pb методов (Гаррис, 1964, 1968, 1973; Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Краснобаев, Свяжин, Траянова, 1965; Ленных, 1966, 1973; Дунаев, 1967; Тугаринов и др., 1970; Кейльман и др., 1973; материалы сотрудников лаборатории УТГУ - Гревцовой, Закожуриковой, Долгаль и других, полученные в 1967-1969 гг.). В настоящее время имеется около 100 возрастных значений, полученных для тараташских и наложенных на них магматических и метаморфических образований.

Комплекс имеет двучленное строение. Между нижней шигирской и перекрывающей ее бельдишской сериями отмечается угловое и асимутальное несогласие (Гарань, 1963, 1969). Названный автор обе серии относит соответственно к нижнему и верхнему архею. Перекрывается тараташский комплекс айской свитой, залегающей трансгрессивно и с угловым несогласием и несущей в базальных конгломератах гальку тараташских магнетитовых кварцитов и других пород.

Шигирская и бельдишская серии отличаются друг от друга простираниями, исходным составом и набором пород, степенью их метаморфизма и типами магматитов. В частности, для шигирской серии М.И. Гарань (1969) считает характерным развитие биотитовых, гранат-силлиманит-биотитовых, биотит-магнетитовых, амфиболовых гнейсов, амфиболитов и мигматитов (по высокоглиноземистым гнейсам), а для бельдишской серии - биотит-серицитовых, биотит-серицит-хлоритовых и серицит-хлоритовых очковых гнейсов и сланцев, слюдяных и магнетитовых кварцитов и джеспилитов криворожского типа. Однако по геохронологическим данным появление хлорита и серицита в названных породах связывается с послетараташским регрессивным метаморфизмом, распространявшимся со стороны Кусинско-Зюраткульского структурного шва. Среди первичных пород бельдишской серии, в отличие от шигирской, отмечаются грубые аркозовые песчаники.

По материалам поисково-разведочных работ последних лет, проведенных С.А. Зориным, В.И. Ленных и В.И. Петровым, железистые кварциты слагают несколько выклинивающихся по простиранию горизонтов как в средней, так и в нижней частях тараташского комплекса, причем в последней преобладают мигматизированные двуокисельные кристаллические сланцы с отдельными телами пироксенитов. Верхняя часть бельдишской серии сложена в основном глиноземистыми гнейсами с прослоями кварцитов.

Первично осадочные породы, обычно метаморфизованные, в условиях амфиболитовой фации интродуцированы габброидами, серыми олигоклазовыми и розовыми микроклиновыми гранитами. Граниты последнего типа наложены на обе серии. Они имеют анатектическое происхождение и связаны постепенными переходами с другими

весьма разнообразными продуктами гранитизации, к числу которых относятся чарнокиты, гранито-гнейсы, сиенит-диориты, различного рода мигматиты, очковые и другие гнейсы. Весь комплекс прорван послетараташскими габбро и габбро-диабазами гипабиссального типа (в основном трапповая формация). Наиболее распространенные разновидности пород обеих серий с полученными по некоторым из них радиологическими данными перечислены в табл. 8-11.

Для пород шигирской серии имеются определения, выполненные для 29 проб, из которых 12 калий-аргоновых датировок дали "омоложенные" возрастные значения (меньше 1550 млн. лет), что связано с влиянием процессов катаклаза, милонитизации, перекристаллизации и прогрева в зонах разломов и контактов даек габбро-диабазов рифейского времени. Наиболее древними по данным U-Th-Pb метода (Тугаринов и др., 1970) оказались граниты с г. Шигир, показавшие для хорошо ограненного нереликтового циркона по четырем отношениям соответственно 2390, 2110, 2240, 2110 млн. лет. Следовательно, вмещающие гнейсы и основные кристаллические сланцы не могут быть моложе первого раннепротерозойского мезоцикла. Имеются и более молодые интрузии гранитоидов, секущие шигирскую серию (2100 млн. лет по ядрам зерен циркона). Для серий олигоклазовых гранитов и пород гранодиоритового состава получены калий-аргоновые датировки 2073 и 2000 млн. лет (Гаррис, 1964); для лейкократовых гранодиоритов и пегматоидных выделений, завершающих этап кислого магматизма, фиксирующий нижнюю границу среднепротерозойского мезоцикла, известны Rb-Sr и K-Ar датировки - 1940 и 1920 млн. лет соответственно (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Дунаев, 1967).

Породы бельдишской серии охарактеризованы 64-мя возрастными значениями, среди которых 38 относятся к измененным в позднем протерозое образованиям (меньше 1547 млн. лет), а 14 - к продуктам наложенного среднепротерозойского магматизма и метаморфизма, в частности метасоматической гранитизации. Последняя, естественно, затрагивает также породы шигирской серии.

Судя по возрасту продуктов наиболее древнего наложенного магматизма и метаморфизма, бельдишская серия, как и шигирская, также досреднепротерозойская. Это подтверждается хорошо согласующимися Rb-Sr датировками (2200 и 2000 млн. лет) калиевых полевых шпатов из очковых гнейсов (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Дунаев, 1967), U-Th-Pb определениями (Тугаринов и др., 1970) цирконов с хорошей огранкой из инъекционного гнейса (2130, 2260, 2180 млн. лет по трем отношениям, кроме свинцово-гориевого) и в округлых зернах - из очкового гнейса (2230, 2225, 2230, 1370 млн. лет по всем четырем отношениям), а также K-Ar датировками (Геохронология СССР, т. I, 1968 г.) синего калиевого полевого шпата (2018 млн. лет) из пегматоидной инъекции в гнейсах, амфиболитов и диабазов (2018 и 2052 млн. лет соответственно). Датировки древнее 2260 млн. лет для пород и минералов бельдишской серии пока не получены.

Таблица 8

Сопоставление основных геохронологических данных по породам

№ по пор.	Проба	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы
1	1599	Гора Тараташ	Гранит серый	Полевошпатовая фракция
2	1495	Там же	Порода гранодиоритового состава	Биотит
3	1481	"	Пегматоидное выделение в гнейсах	Калиевый полевой шпат
4	62-46	"	Граносиенит биотитовый	Порода
5	62-46	"	То же	Биотит
6	62-44	Гора Малый Тараташ	Гранит	Циркон в округлых зернах, оболочки
7	62-44	Там же	То же	Циркон, ядра зерен
8	62-44	"	"	"
9	62-34	Пос. Куватал	Инъекционный гнейс	Циркон в зернах с хорошей огранкой
10	62-28	Там же	Очковый гнейс	Циркон в округлых зернах
11	62-28	"	То же	Микроклин
12	62-24	В 5 км к ЮЗ от пос. Куватал	Очковый гнейс	Калиевый полевой шпат
13	62-25	Малый Куватал, ключ Галичский	Пегматит	Мусковит
14	62-39	Гора Тагаяк	Очковый гнейс	Циркон в зональных зернах
15	62-39	Там же	То же	Циркон, ядра зональных зерен
16	62-41	"	Пегматоидный гранит	Порода
17	62-16	Гора Шигир	Гранит	Циркон в зернах с хорошей огранкой
18	62-16	Там же	Лейкократовый гранодиорит	Порода
19	62-56	Восточнее пос. Аршинский	Лейкократовый гранит	"
20	62-56	Там же	То же	Микроклин

тараташской серии Южного Урала

K-Ar	Rb-Sr	U-Th-Pb				$\alpha$ -Pb	Автор, год
		$\frac{Pb^{207}}{Pb^{208}}$	$\frac{Pb^{208}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th}$		
2078	-	-	-	-	-	-	Гаррис, 1964
2000	-	-	-	-	-	-	"
1920	-	-	-	-	-	-	"
-	1870	-	-	-	-	-	Овчинников и др., 1964
-	1780	-	-	-	-	-	"
-	-	1945	1800	1855	-	2260 $\pm$ 210	Тугаринов и др., 1970
-	-	2100	-	-	-	-	"
-	-	1985	1290	1550	1830	-	"
-	-	2130	2260	2180	-	3300 $\pm$ 330	"
-	-	2230	2225	2230	1370	2730 $\pm$ 200	"
-	2200	-	-	-	-	-	Овчинников и др., 1964
-	2000	-	-	-	-	-	"
-	1720	-	-	-	-	-	Дунаев, 1967
-	-	1915	2000	1945	1980	2790 $\pm$ 230	Тугаринов и др., 1970
-	-	2100	-	-	-	-	"
-	1640	-	-	-	-	-	Дунаев, 1967
-	-	2390	2110	2240	2110	2670 $\pm$ 270	Тугаринов и др., 1970
-	1940	-	-	-	-	-	Дунаев, 1967
-	1623	-	-	-	-	-	"
-	1765	-	-	-	-	-	"

Приведенные и другие имеющиеся возрастные значения, не перечисленные здесь, характерны для второго раннепротерозойского мезоцикла и для его рубежа со среднепротерозойским мезоциклом. Обе серии относятся, таким образом, к раннему протерозою, соответственно к двум геосторическим подразделениям (мезоциклам) с границей между ними в интервале 2390–2260 млн. лет<sup>1</sup>.

Породы среднепротерозойского мезоцикла, развитые в тараташском комплексе, не составляют крупного самостоятельного структурного этажа, так как большинство их относится к секущим или наложенным образованиям – интрузивным, ультраметагенным (метасоматическим и анатектическим) и диафорическим. Первично-осадочные регионально метаморфизованные отложения развиты весьма ограниченно и, вероятно, приурочены к небольшим дизъюнктивным структурам типа грабенов. К ним можно отнести некоторые разновидности кварц-слюдяных сланцев (например, биотитовый сланец с г. Соколиная 1821 млн. лет), недиафорированных биотитовых гнейсов с практически однозначными среднепротерозойскими датировками по обоим породообразующим минералам (например, гнейс с г. Тагаяк, давший по биотиту 1736, а по полевому шпату 1712 млн. лет), возможно – часть кварцитов и других пород, не несущих следов гранитизации. Интрузивные и связанные с ними образования представлены, по данным М.А. Гаррис (1964), В.А. Дунаева (1967) и материалам А.П. Гревцовой (1967–1969 гг.), диоритами (1829 млн. лет), грано-сиенитами (1870, 1780 млн. лет), лейкократовыми и пегматоидными гранитами (1765, 1660, 1640, 1625 млн. лет), пегматитами и кварц-полевошпатовыми жилами (1733, 1720, 1690, 1511 млн. лет).

Продукты метасоматической гранитизации и анатексиса, столь характерные для среднепротерозойского мезоцикла, развиты в Тараташском блоке в виде весьма разнообразных микроклиновых гнейсов и гранито-гнейсов, мигматитов, чарнокитов, сиенит-диоритов и кварц-микроклиновых сегрегаций различных форм и размеров. Возраст неизмененных микроклина и биотита из этих пород обычно 1850–1750 млн. лет. О масштабах среднепротерозойской гранитизации можно судить хотя бы по тому, что вершина самого крупного пика гистограммы (Кейльман и др., 1973), построенной для пород тараташского комплекса соответствует значению ~ 1800 млн. лет.

Продукты диафореза (различные бластомилониты, филлониты, а также динамотермально и гидротермально измененные гнейсы, мигматиты и амфиболиты), развитые среди пород обеих серий тараташского комплекса, обычно связаны с зонами глубинных разломов. Датировки этих пород, общим числом около 50-ти, охватывают широкий возрастной интервал – от 1550 до 565 (и даже менее) млн. лет. Они образуют несколько групп – грубо около 1500, 1350,

<sup>1</sup> Наиболее древние U–Th–Pb датировки получены: первая для синхронного породе циркона из гранита Шигирского массива, а вторая – для нереликтового циркона из инъекционного гнейса.

1100, 800, 650 и 550 млн. лет, что отражает соответствующие этапы активизации тектонических и магматических процессов (см. главы IV, V, VII).

Таким образом, шигирская и бельдишская серии представляют собой раннепротерозойские образования, сформировавшиеся в течение двух мезоциклов с границей между ними порядка 2250 млн. лет. Эта граница фиксируется сиалическими гранитоидами, возможно относящимися к орогенному типу. Со временем накопления шигирской и бельдишской серий совпадает возникновение двух гомодромных наборов магматических формаций: первый — от основных вулканитов, превращенных в пироксеновые кристаллосланцы, до названных сиалических гранитов и второй — от гипербазитов базальтоидного типа и габброидов (пироксениты, перидотиты, габбро, габбро-нориты, габбро-диориты) до микроклин-олигоклазовых гранитов. Догранитный возраст габброидов второго формационного набора доказывается не только радиологически, но и непосредственно наличием в гранитах г. Шигир ксенолитов ортоамфиболитов. По данным Л.Н. Овчинникова с соавторами (1964), возраст их 2060 млн. лет.

Вывод о раннепротерозойском возрасте обеих серий Тараташского комплекса подтверждается также сравнительными геолого-структурными и геолого-петрографическими данными. Слагающие обе серии породы отличаются линейным типом складчатости, что не характерно для архея. Кроме того, по петрографическим разновидностям, формациям и их последовательности они вполне сопоставимы не только с нижнепротерозойскими образованиями восточных районов платформы (см. табл. 11), изученными по более свежему (керновому) материалу, но и со стратотипическими для нижнего протерозоя образованиями КМА и Кривого Рога.

Кусинско-Зюраткульская шовная сложно построенная протяженная (более 100 км при ширине 3–13 км) зона ограничивает с востока Башкирский (Бакало-Тараташский) антиклинорий миегосинклинальной области Южного Урала (западная зона) и сочленяет его со средней Уфалейско-Медногорской (Зилаирской) зоной (Ленных, 1966, 1968). К этой шовной структуре, рассекающей верхний протерозой и подстилающий фундамент, приурочены разнообразные магматические и метаморфические (в том числе метасоматические) образования, сформированные на рубежах раннего и среднего рифея (см. главу IV), более молодые магматиты и метасоматиты, а также тектонические блоки (фрагменты, тектонокласты) и ксенолиты более древних пород — верхнего архея (см. выше) и нижнего протерозоя. К последнему относятся блоки амфиболитов и амфиболитизированных габбро, возраст которых В.А. Дунаев, А.И. Степанов и М.В. Панова (1970, 1973) определили в 2450±150 (габбро среди пород Копанского массива), 2420±50 (биотит из амфиболитов Кусинского месторождения) и 1800 млн. лет (амфиболитизированное габбро среди пород Медведевского массива).

Для Кусинско-Зюраткульской зоны установлены: 1) наличие отдельных тектонических блоков и ксенолитов плагиогнейсов, амфи-

болитов и габбро-амфиболитов позднеархейского и раннепротерозойского возраста, что свидетельствует о залегании соответствующих пород на глубине; 2) локальное присутствие в основных и ультраосновных породах избыточного аргона, искажающего возрастные значения в сторону их удреждения; 3) длительное, многоэтапное развитие названной шовной структуры, к которой приурочено несколько поколений интрузивных, метаморфических, метасоматических и гидротермальных образований. Сказанное дает основание считать названную зону весьма интересным объектом дальнейших геолого-геохронологических исследований и геолого-поисковых работ (см. далее).

Проблема нижнего докембрия в пределах Северного сектора Урала остается дискуссионной. К аналогам тараташского комплекса некоторые авторы относят на Приполярном Урале николайшорскую серию, слагающую ядро Хобеизской антиклинали (Фишман, 1963; Голдин, Пучков, 1970; не вполне определено - Белякова, 1972 и др.), на Полярном и Приполярном Урале - шатмагинскую свиту осевой зоны Ляпинского антиклинория, а также харбейский комплекс одноименного антиклинория (Львов, 1957; Мамаев, 1970). Верхняя граница нижнего докембрия при этом условно проводится по установленному К.А. Львовым в верховьях р. Мань-Хобе-ю угловому несогласию в основании хобеинской свиты, перекрывающей шатмагинскую свиту и несущей в базальных гнейсованных полимиктовых конгломератах обломки шатмагинских пород.

Аналогичные взаимоотношения известны на Полярном Урале. Здесь нижняя няровейская свита щучинской серии, содержит в полимиктовых конгломератах обломки подстилающих ее пород кадетинской серии (Мамаев, 1970). По схеме М.Б. Фишмана и Л.Т. Беляковой угловое и азимутальное несогласие в Ляпинском антиклинории фиксирует границу между средней - маньхобеюзской и ниже лежащей - няртинской свитами николайшорской серии. В верхах николайшорской серии (шекуринская свита) в прослоях мраморов известны остатки трубчатых водорослей, поэтому ее можно отнести к рифею, по Л.Т. Беляковой - к нижнему рифею (см. главу IV).

Названные нижние члены разреза метаморфических толщ Ляпинского и Харбейского антиклинориев сложены в основном гнейсами, амфиболитами, глиноземистыми (гранатовыми и андалузитовыми) сланцами и слюдястыми кварцитами. Наиболее древние датировки секущих магматитов в Харбейском антиклинории (перидотит со Слюдяной горки) - 800 млн. лет (Удовкина, 1971), а метаморфических пород (флогопит из каринтинового эклогита) 1560±40 млн. лет (Удовкина, 1975).

Петрографические наборы, в частности широкое развитие гнейсов, глиноземистых сланцев и слюдястых кварцитов, при отсутствии характерных для нижнего протерозоя дупироксеновых кристаллосланцев, магнетитовых кварцитов, габбро-норитов, плагиогранитов, а также продуктов древней гранитизации существенно отличают названные свиты от тараташского комплекса и косвенно указывают на

более молодой, чем ранний протерозой, возраст няртинской, няровейской и сопоставляемых с ними свит основания метаморфических комплексов северного сектора Урала. Скорее всего это — раннерифейские образования, локально метаморфизованные в зонах глубинных разломов.

На восточном склоне Урала присутствие отдельных, не полностью переработанных блоков кристаллического фундамента, сложенных нижним докембрием, предполагается в основании некоторых крупных куполовидных поднятий. Это предположение, высказанное А.А. Петренко (1949), А.А. Прониным (1960), Н.Ф. Мамаевым (1965, 1967, 1970) и рядом других исследователей, в последнее время находит все больше геологических и радиологических подтверждений.

К числу раннедокембрийских датировок на восточном склоне Южного Урала относится Rb—Sr определение, показавшее  $2100 \pm 200$  млн. лет и полученное для гнейсов селянkinской свиты Сысертско-Ильменогорского антиклинория (Дунаев и др., 1969; Дунаев, Краснобаев, 1970). Минералого-радиологическое с привлечением  $\alpha$ -Pb и U—Th—Pb изотопного методов изучения цирконов, выделенных из гнейсов, мигматитов и фенитов селянkinской толщи вишневогорской свиты (Краснобаев, Грачева, Библикова, 1973), показало, что названные породы испытали интенсивный метаморфизм  $1900 \pm 100$  млн. лет<sup>1</sup> назад (нижняя граница среднепротерозойского мезоцикла).

В пределах Салдинского антиклинория для калиевого полевого шпата из обломочного материала, слагающего верхнюю толщу медведевской свиты, отнесенную И.В. Чермениновой (1970) к рубежу верхнего докембрия и кембрия, получено 2140 млн. лет (Овчинников и др., 1957), что можно трактовать как косвенный признак возможного нахождения нижнепротерозойских образований в составе подстилающего медведевскую свиту салдинского метаморфического комплекса. Породы этого комплекса в районе с. Медведево отличаются северо-западным, а не субмеридиональным уральским простиранием (см. рис. 10).

Предположительно к нижнедокембрийским тектоническим блокам Н.Ф. Мамаев (1970 и др.) относит выступ метаморфических пород (гранито-гнейсы, графитистые гнейсы, кварциты, амфиболиты) преимущественно субширотного простирания в районе оз. Увильды, выступ кордиеритовых гнейсов, ортогнейсов и амфиболитов на р. Тогузак близ сел Михайловское и Надеждинское, выходы парагнейсов и гематитовых кварцитов с северо-западным простиранием в южной части Кусоканского антиклинория и др.

Среди набора петрографических разностей пород, относимых Н.Ф. Мамаевым и рядом других исследователей к нижнему протерозою, на восточном склоне Урала известны плагиоамфиболиты, лептилоподобные парагнейсы, тонкослоистые биотитовые гнейсы, сло-

<sup>1</sup> В последней работе приведено значение возраста метаморфизма 1850 млн. лет (Краснобаев и др., 1974).

дистые, графитистые и железистые кварциты, мигматиты и другие разновидности, которые встречаются и в ниже- и среднепротерозойских образованиях; однако они могли возникнуть и при метаморфизме рифейских (особенно среднерифейских) пород во время проявления байкальской складчатости.

Вопрос о присутствии на современном эрозионном срезе нижнего докембрия в пределах восточного склона Урала благодаря геологическим и геохронологическим исследованиям последних лет решается положительно, определение же масштабов его развития и отнесение конкретных комплексов, серий и свит к тому или иному его подразделению ещё далеки от разностороннего и однозначного обоснования. Полученные единичные датировки эти сложные вопросы не освещают, но позволяют предполагать, что в глубинной основе ряда крупных положительных структур с гравитационным минимумом (Ананьева и др., 1971; Огарин, 1973) лежат выступы нижнедокембрийского фундамента.

### НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Кристаллический фундамент восточной части Русской плиты геохронологически изучался по керну глубоких скважин, пробуренных в Башкирской, Татарской, Удмурдской и Коми АССР, в Кировской, Пермской, Ульяновской, Куйбышевской, Саратовской, Волгоградской и Оренбургской областях. Для сопоставления небольшое количество определений было проведено нами для более западных районов - Горьковской, Пензенской, Тамбовской, Воронежской, Рязанской, Тульской, Московской и Калужской областей. В общей сложности при составлении данного раздела учтено более 200 датировок.

Результаты этих исследований освещены в ряде конкретных и обобщающих работ (Гаррис, 1955, 1955а, 1960, 1961, 1964, 1968; Виноградов и др., 1960; Овчинников, Гаррис, 1960; Гаррис, Лапинская и др., 1966; Гаррис, Постников и др., 1968; Гаррис, Постников, 1970, 1970а, 1972, 1973, 1973а и др.). В последнее время появились новые данные по смежному району - Воронежской антеклизе (Овчинников, Вороновский и др., 1974; наши неопубликованные определения).

Расположение буровых разрезов, для которых получены датировки, показано на рис. 7.

Схема структурно-тектонического районирования кристаллического фундамента востока Русской плиты по И.С. Огарину отражает выделение с СЗ на ЮВ ряда выступов и сводов (Котельнический, Сысольский, Коми-Пермяцкий, Камский, Пермско-Башкирский, Токмовский, Татарский, Пугачевско-Оренбургский), разделенных впадинами (Верхнекамская и др.) и прогибами (Кажимский, Ставропольский, Пачелмский, Абдулино-Серноводский). В СВ, В и ЮВ направлениях поверхность фундамента испытывает резкое погружение (Предтима́нский, Предура́льский прогибы и Прикаспийская впадина).

Ограничения перечисленных структурных элементов, как правило, ассоциируются с зонами разломов. К последним приурочены интрузивные и гидротермальные образования, а также продукты стресса и диафтореза, что позволяет датировать проявления соответствующих процессов.

В составе изучавшихся пород кристаллического фундамента восточной части Русской плиты преобладают регионально-метаморфические образования амфиболитовой фации (различные гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы), магматиты и метаморфиты, подвергшиеся кремний-калиевому метасоматозу (гранито-гнейсы, чарнокиты). Менее распространены интрузии габбрового ряда (габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, плагиограниты). Еще реже встречаются гипербазиты, анортозиты, образования, принадлежащие к гранулитовой и эклогитовой фациям, и метасоматические или анатектические граниты (Лапинская, 1962; Варданыц, 1964; Гаррис, Лапинская и др., 1966; Ситдилов, 1968; Постников, Удовиченко, 1969). Полученные по этим породам возрастные значения распределены в интервале 2600-1600 млн. лет и охватывают, таким образом, весь ранне-среднепротерозойский мегацикл (табл. 9-11).

Уникальный по мощности (около 2200 м) разрез пород фундамента восточного ограничения Татарского свода (рис. 8) вскрыт скв. Туймаза, 2000 до глубины 4040 м. Его изучение с выполнением 19-ти К-Аг определений (Постников, 1967; Гаррис и др., 1968) показало следующее: 1) принадлежность пород фундамента к трем главным возрастным группам - 2550, 2090-1940 и 1860-1760 млн. лет, приближающимся соответственно к рубежам между позднеархейским, двумя раннепротерозойскими и среднепротерозойским мезоциклами, а также к максимуму проявления гравитизации; 2) наличие в теле фундамента зон разломов с разнообразными среднепротерозойскими магмапроявлениями и гидротермальными изменениями вмещающих пород; 3) связь с такими зонами радиологического "омоложения" пород.

Древнее всех (2550 млн. лет) мелкозернистые плагиоклаз-биотитовые гнейсы из нижней гнейсовой толщи. Последняя, являясь представителем структурного этажа, сформированного в первом раннепротерозойском мезоцикле, интродуцирована гранодиоритами (2090-2010 млн. лет), фиксирующими орогенную стадию последующего мезоцикла. Диориты (2050 млн. лет) - либо фация, либо фаза гранодиоритовой интрузии. Возможно, то же относится и к габбро-диоритам. Гранодиориты прорваны рифейскими габбро-диабазами (1500-1350 млн. лет) и местами огнейсованы и перекристаллизованы при наложении среднепротерозойского метаморфизма, в связи с чем датировки по их измененным разностям колеблются в интервале 1870-1760 млн. лет. Верхняя толща плагиоклаз-биотитовых гнейсов принадлежит к среднепротерозойскому структурному этажу. Возраст консолидирующего метаморфизма около 1700 млн. лет. Более древние датировки "гибридные".

Для сильно разложенных, серицитизированных, хлоритизированных, гематитизированных и пиритизированных гнейсов и диоритов из ин-

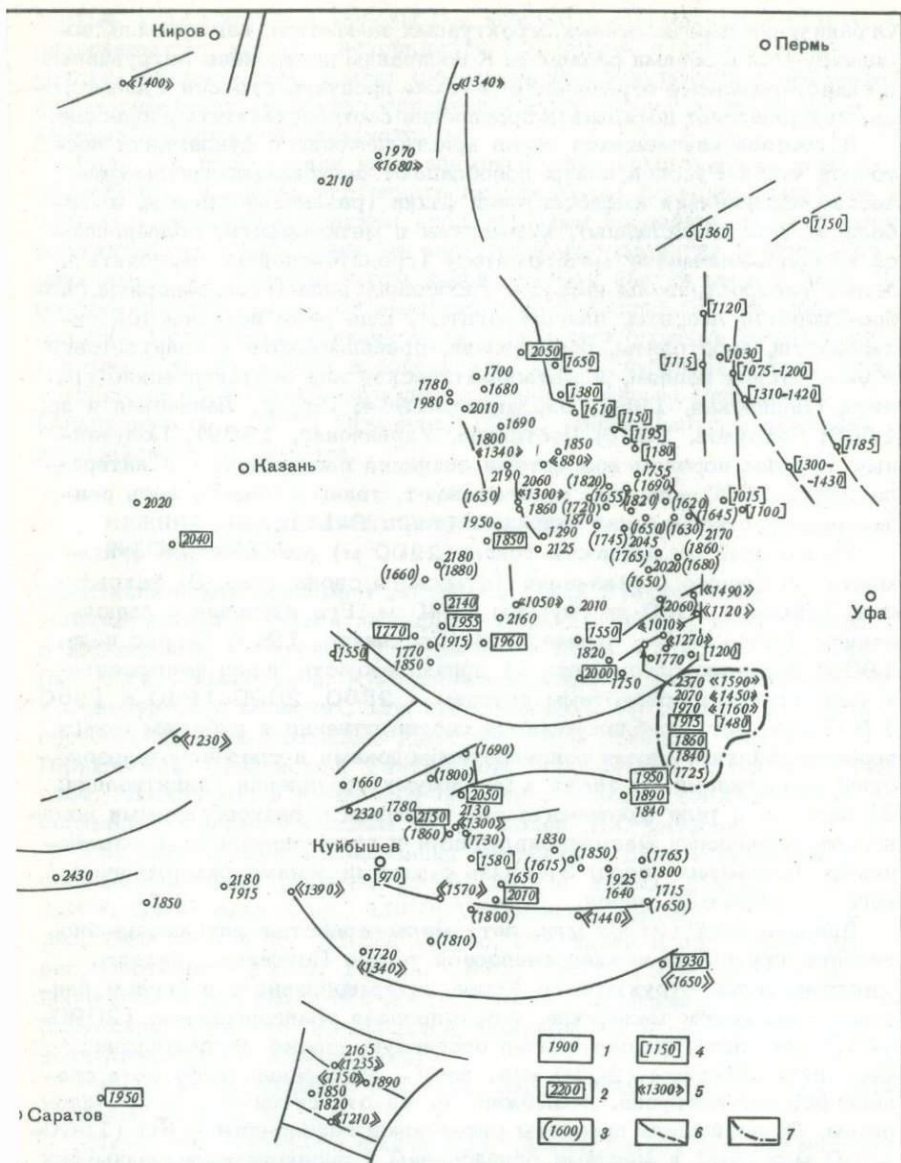


Рис. 7. Схема геохронологической изученности пород дорифейского кристаллического фундамента Волго-Уральской области

Калий-аргоновые датировки (млн. лет): 1 - по гнейсам и слагающим их амфиболом и биотитам нижнего докембрия; 2 - по габбро-норитам, диоритам и плагиигранитам и слагающим их амфиболом, биотитам и полевым шпатам нижнего докембрия; 3 - по метасоматическим породам (гранито-гнейсам, чарнокитам, микроклиновым гранитам) и слагающим их амфиболом, биотитам и калиевым полевым шпатам нижнего

тервала 2100–2800 м получен возраст 1160–1580 млн. лет, т.е. они приближаются по возрасту к рифейским габбро–диабазам.

Судя по наиболее молодому возрасту микроклинизированных плагиоклаз–биотитовых гнейсов (1720 млн. лет) и по наиболее древнему возрасту секущих габбро–диабазов (1500 млн. лет), окончательная консолидация кристаллического фундамента и заложение секущих его глубинных разломов произошли в промежутке между указанными датами. Возраст самых древних глауконитсодержащих отложений верхнего протерозоя, лежащих на выветрившейся и эродированной поверхности кристаллического фундамента основания Волго–Уральской области (см. главу IV), позволяет считать, что его консолидация завершилась не позднее 1600±50 млн. лет.

Результаты изучения опорного разреза нижнего докембрия подтвердили ранее полученные (Гаррис, Постников, 1970а, 1972) выводы о его расчленении, корреляции и периодизации соответствующего мегацикла, основанные на большом сравнительном геолого–геохронологическом материале. Эти данные помогли составить предварительные геохронологические схемы расчленения и сопоставления нижнего докембрия восточной части Русской плиты и Южного Урала (табл. 11), а также сопоставить его по возрасту с разрезами Балтийского и Украинского щитов (Гаррис, Постников, 1970а).

Не касаясь здесь последних двух регионов, перейдем к краткой геохронологической характеристике главнейших изученных дорифейских магматических и метаморфических комплексов Волго–Уральской области. Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1972) в составе пород фундамента этой области выделяют габбро–диорит–диабазовую, габбро–норит–анортозитовую, гранодиорит–плагиогранитовую, гранит–мигматитовую (мигматит–гранитную) формации и формацию посторогенных калиевых гранитов.

В погруженной (закрытой) части фундамента архейские образования, как указывалось, залегают на значительной глубине и только в отдельных приподнятых блоках по зонам глубинных разломов появляются на его погребенной эродированной поверхности.

“Верхнее” ограничение рубежа позднеархейского и первого раннепротерозойского мегациклов фиксирует внедрение кварцевых диоритов из Пензенской области (2570 млн. лет по биотиту; Пруды, 1) и консолидирующий метаморфизм, породив-

---

Окончание подписи к рис. 7.

докембрия; 4 – по габбро–диабазам и долеритам и слагающим их микроклинам трапповой формации верхнего докембрия (рифей); 5 – по тактлазирванным, милонитизированным или диафорированным породам и слагающим их калийсодержащим минералам нижнего докембрия; 6 – зоны разломов, выделенные по геолого–геофизическим данным и (пунктиром) предполагаемые по геохронологическим данным; 7 – условный контур, объединяющий датировки, полученные по керну опорной буровой скважины Туймазы 2000

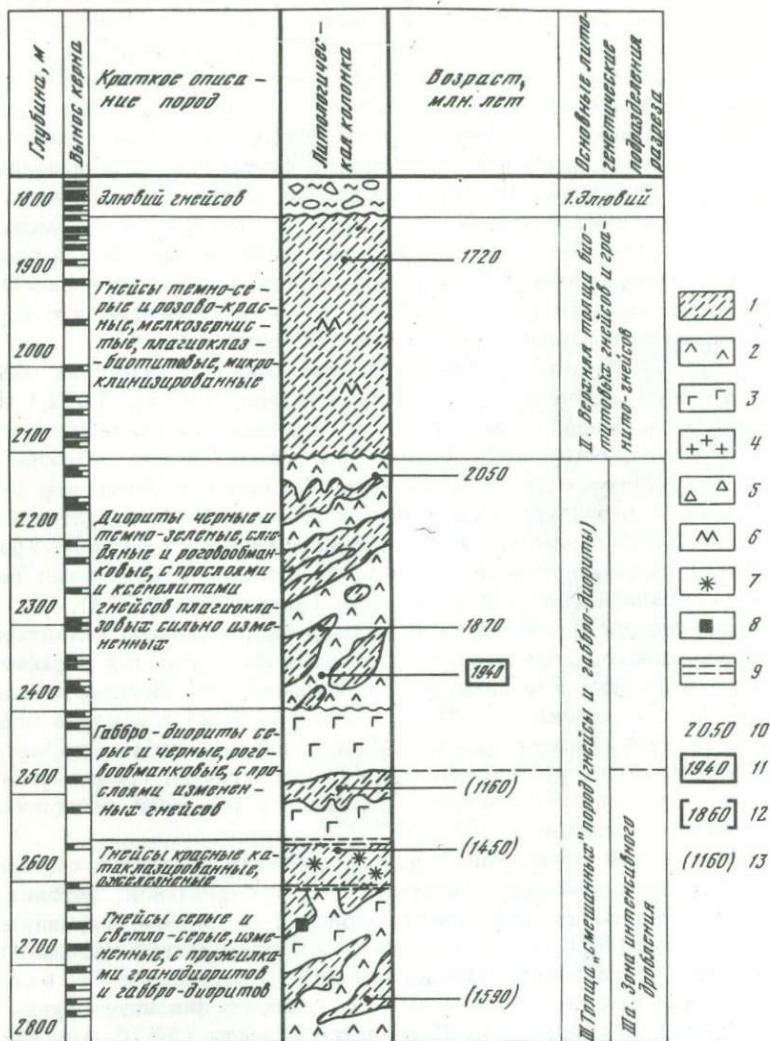


Рис. 8. Разрез и возрастная характеристика пород кристаллического фундамента южной части Татарского выступа. (по опорной скв. Туймазы 2000) (Постников, 1967; Постников, Гаррис, 1972)

1 - гнейсы и гранито-гнейсы, 2 - диориты роговообманковые, 3 - габбродиориты, 4 - гранодиориты и плагиограниты, 5 - габбро-диабазы, 6 - микроклинизация, 7 - гематитизация, 8 - пиритизация, 9 - зоны катаклаза. Калий-аргоновые датировки (млн. лет) по породам и слагающим их минералам: 10 - по гнейсам; 11 - по основным породам; 12 - по гранитам и гранодиоритам; 13 - по породам, измененным в зонах катаклаза и милонитизации

Глубины, м	Вынос зерна	Краткое описание пород	Литологическая колонка	Возраст, млн. лет	Основная литогенетическая подразделение разреза
2900		Гнейсы темно-серые и розово-серые, плагиоклазовые, иногда с микроклином		2070	IV. Нижняя часть гнейсов и гранитоидов
3000		Гранодиорит серый		[1970]	
3100		Гнейсы темно-серые, плагиоклазовые, иногда с микроклином		2550	V. Плутон лаггогранитов и гранодиоритов (верхняя часть)
3200		Гранодиориты серые, крупно-зернистые, слабо разгнейсованные, с розовой обманкой и гиперстеном		[1760]	
3300				[1060]	
				[2090]	
				[1500]	
3400		Габбро-диабазы черные, мелкозернистые с зернами скальжения		1350 1400 1500	VI. Дайка габбро-диабаз
3500		Гранодиориты серые, крупнозернистые, плагиоклазовые и биотитовые, слабо разгнейсованные с розовой обманкой и гиперстеном		[1860]	
3600				[1870]	VII. Плутон плагиогранитов и гранодиоритов (нижняя часть)
3700				[2010]	
3800					
3900					
4000					
4060 (забой)					

ший биотитовые плагиогнейсы из Губкина (2500 млн. лет; скв. 2058; Виноградов и др., 1960) и из рассмотренного опорного разреза Татарского свода (2550 млн. лет). Близки к этой границе и биотитовые гнейсы из Пензенской обл. (2430 млн. лет по слюде; Качим, 1). Признаки испытанного некоторыми разностями этих пород диафтореза позволяют считать приведенные датировки минимальными. В более западных районах платформы (Воронежская антеклиза) рубеж архея и раннего протерозоя характеризует завершение сиалического магматизма (2650 млн. лет) и становление новых прогибов с накоплением основных эффузивов (не моложе 2600 млн. лет) михайловской серии. Б.М. Петров (1973) домихайловскую консолидацию выделяет в качестве салтыковской тектоно-магматической эпохи.

Данный рубеж разграничивает мегациклы с различными геотектоническими режимами и типами тектонических структур. Именно с раннего протерозоя началось развитие родственных эвгеосинклинальным протогеосинклинальным систем с линейным расположением прогибов и ориентировки складчатости.

Структурный этаж, сформированный в течение первого раннепротерозойского мезоцикла (2600–2250 млн. лет), по разрозненным буровым данным из-за неоднократного наложения метаморфических воздействий выявляется недостаточно четко. К нему принадлежат, например, пироксен-амфиболовые гнейсы (2340 млн. лет, Ульяновская, 309) из ТАССР, развитые, по-видимому, на субстрате метабазитов, габбро-диориты (2300 млн. лет, Нижний Мамон, 500а) из Воронежской области и др.

Рубеж первого и второго раннепротерозойских мезоциклов (около 2250 млн. лет) вырисовывается вполне определенно. В пределах Воронежского кристаллического массива он фиксируется "осколечной фазой" (Петров, 1973) тектоно-магматической активности, с которой связаны гранодиориты из Павловского района (обн. Тихий Дон), показавшие по биотиту 2290 млн. лет, аплитовидные лейкократовые граниты (2220 млн. лет, Сергеевка, 172), грейзены (2320 млн. лет); Мандровка, 33/1), кварц-полевошпатово-слюдяные жилы (2250 млн. лет, КМА), а также субсинхронный метаморфизм (2270 млн. лет – по слюдяным сланцам, Губкин, 114<sup>1</sup>). Интересно, что в КМА курскую серию подстилает метаморфизованный кварцевый порфир, показавший по биотиту 2230 млн. лет (Лебеди, 912). В более восточных районах платформы к этому рубежу приурочены внедрения лейкократовых аплитовидных и двуслюдяных гранитов (2270 млн. лет, Колобово, 2)<sup>1</sup>, сиенит-диоритов (2230 млн. лет, Губкин, 2002), диоритов (2240 млн. лет; Туймазы, 2000), а также проявления метаморфизма – например, биотит-амфиболовые гнейсы из Сызрани (скв. 49, возраст по амфиболу 2190 млн. лет).

Таким образом, в первом раннепротерозойском мезоцикле развития востока платформы среди интрузивных образований уже на-

<sup>1</sup> Данные А.П. Виноградова и др., 1960.

мечается определенный формационный ряд от габброидов до сиалических гранитоидов. Граниты Колобова и Волгоградский комплекс двуслюдяных гранитов принадлежат к формации посторогенных калиевых гранитов (Лапинская, Богданова, 1972).

В приповерхностной зоне кристаллического фундамента восточной части Русской плиты наиболее распространены магматические и метаморфические образования второго мезоцикла раннего протерозоя (2250–1900 млн. лет). К ним относятся пироксениты, габбро, габбро–нориты, габбро–диабазы, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, граносиениты, сиениты, гранулиты, амфиболиты, различные гнейсы, гранито–гнейсы, мигматиты и кристаллосланцы.

Максимум датировок (возраст интрузий и плутонического метаморфизма) лежит в интервале 2100–1950 млн. лет. Статистическая обработка данных по Воронежскому выступу (Овчинников и др., 1972) показала, что габброиды, диориты, гранодиориты и гнейсограниты различных комплексов дают близкие датировки, среднее значение которых может быть оценено в 2010±80 млн. лет. Возраст наиболее поздних лейкократовых калиевых гранитоидов и пегматитов 1980–1900 млн. лет, например: пегматита из диорита, интрузирующего курскую серию района Губкина (скв. 2003), 1920 млн. лет; сиенита из Гостищева (скв. 647), прорывающего те же породы, 1930 млн. лет, сиенито–граната из порфириовидных гранитов г. Павловска (скв. 226) 1980, 1900 млн. лет и др. Проявления консолидирующего метаморфизма, с которым связано образование амфиболитов, кристаллосланцев, гнейсов и роговиков, датируются в интервале 1900–1975 млн. лет.

В составе фундамента восточной части Русской плиты наиболее широко развиты образования с возрастом магматизма и метаморфизма около 2100–1900 млн. лет (второй нижнепротерозойский структурный этаж). Среди датированных пород (более 50 определений) преобладают различные гнейсы, гранитоиды и габброиды (табл. 9–11). Гнейсы преимущественно мелкозернистые, биотитовые, реже биотит–роговообманковые. Они отличаются значительной однородностью состава и структуры, но местами ассоциируют с амфиболитами и с биотит–пироксеновыми кристаллосланцами. По минеральному парагенезису гнейсы могут быть отнесены к альмандин–амфиболитовой фации. Возраст их становления как метаморфических пород 1950–2100 млн. лет. Петрографические и химические особенности этих гнейсов позволяют сделать вывод о их происхождении за счет выдержанных на больших площадях мощных толщ относительно мелкозернистых осадков, скорее всего глинисто–алевролитового состава, возможно с некоторой примесью вулканогенного материала. Это подтверждается переходами парагнейсов в биотитовые и мусковитовые сланцы (1950–2020 млн. лет) и даже в мусковитовые кварциты (2150 млн. лет). В близких возрастных пределах (1900–2120 млн. лет) распределяются датировки гранито–гнейсов, мигматитов и амфиболитов. Несколько древнее оказался гранулит из Актаньша (2160 млн. лет по наложенному био-

титу). Накопление осадков, давших начало гнейсам, предшествовало кульминации метаморфизма и магматизма.

Интрузивные породы приурочены к отдельным зонам, связанным с крупными разломами. Прежде всего это относится к габбро-норитам. Наиболее древние из них (2250 млн. лет, Чубовка, скв. 3) ассоциируют с пироксенитами (Чубовский комплекс по Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой, 1972) и могут быть отнесены либо к дунит-пироксенит-габбровой, либо к габбро-диорит-диабазовой формации (как предлагают названные авторы). Чубовские ультрабазиты из-за обилия примесных газов остались пока не датированными. Вероятнее всего, они относятся к дифференциатам габбровой магмы. Габбро-нориты, принадлежащие к габбро-норит-анортитовой формации (Лапинская, Богданова, 1972), более молодые. Их возраст 2050-2080 млн. лет. Местами в них отмечается появление значительных количеств магнетита и титаномагнетита (рудное габбро). Обычно габбро-нориты имеют массивную текстуру, но встречаются и разгнейсованные разности - "норитоподобные" породы; массивные разности - несомненно интрузивные, разгнейсованные же, возможно, частью относятся к метабазитам.

Диориты (1950-2000 млн. лет), гранодиориты (1950-2160 млн. лет при среднем значении  $1933 \pm 58$  млн. лет) и плагиограниты (2100 млн. лет) близки по возрасту между собой, а по отношению к габбро-норитам они более молодые, что вместе с петрографическими данными подтверждает возможность их выделения в самостоятельную диорит-плагиогранитовую формацию. К последней относится комплекс средних и кислых интрузий Татарского свода, в том числе вскрытый скв. Туймазы 2000. Намечается, кроме того, собственно гранитовая формация (сиалические калиевые лейкократовые граниты), представителями которых являются граниты из Грахово (скв. 1) и из Воронежской антеклизы Рудня, скв. Л50/1 и Сергеевка, скв. 172а). Возраст этой формации 2010-2050 млн. лет.

Возраст основных, средних и кислых интрузий в среднем около 2000 млн. лет, что практически совпадает со временем становления биотитовых гнейсов как метаморфических пород; это связано не с наложением на магматические породы метаморфизма, а с близостью во времени магматических и метаморфических процессов, что характерно для орогенной стадии развития подвижных зон. Возраст секущего гиперстенового габбро-диабазы (Нурлат, скв. 100) 1930 млн. лет, что указывает на достигнутую к этому времени консолидированность структурного этажа, сформированного в течение второго раннепротерозойского мезоцикла. Упомянутый структурный этаж, по-видимому, соответствует сармановской серии, залегающей на подстилающих метаморфических толщах с несогласием (Лапинская, Богданова, 1972).

Образования обоих раннепротерозойских мезоциклов наиболее широко распространены в Волго-Уральской области, особенно если учесть, что значительная их часть не сохранилась в первоначаль-

ном виде, так как послужила субстратом для переработки процессами метасоматоза и палингенеза в среднепротерозойское время. Это косвенно доказывается также данными А.А. Краснобаева (1967) по возрасту заимствованных из пород Русской платформы цирконов тагатинской свиты Урала. Наиболее крупные и хорошо окатанные разности цирконов показали (12 определений  $\alpha - Pb$  методом) значения возраста от 1900 до 2400 млн. лет при среднем значении 2180 млн. лет. "Видимая мощность" обоих структурных этажей нижнего протерозоя измеряется многими километрами (Гаррис, Постников, 1972).

Завершение второго раннепротерозойского мезоцикла фиксируется крупнейшим этапом регионального метаморфизма и формирования плутонов, широко проявляющемся в пределах как Волго-Уральской области, так и Воронежского выступа (Овчинников, Вороновский, 1972).

Рубеж 1900 млн. лет для Восточно-Европейской платформы и обрамляющих горных сооружений наиболее важен, так как именно с ним связано само становление платформы в границах, даже превышающих ее современные очертания (включая Урал). Ко времени 1900 млн. лет был завершён почти полный набор магматических формаций второго раннепротерозойского мезоцикла — от ультрабазитов габбрового ряда до орогенных гранитов включительно, а также консолидирующий динамотермальный метаморфизм. Датировки наиболее поздних гнейсов и гранито-гнейсов составляют 1930-1900 млн. лет (табл. 9).

"Поднятие" возраста этого рубежа до 1800 и менее млн. лет, предлагаемое некоторыми авторами, не оправдано, поскольку широко распространенные "микроклиновые граниты" и гнейсы с датировками, лежащими в интервале 1850-1650 млн. лет, представляют собой продукты не синорогенных, а посторогенных и постконсолидационных, длительно протекавших процессов гранитизации, охватывавших крупные тектонические приподнятые блоки.

Появление габбро-диабазов (1930 млн. лет), близких к траппам, знаменует время начала постконсолидационного дизъюнктивного разблокирования.

К образованиям среднепротерозойского мезоцикла относятся пять главных групп пород: 1) глиноземистые гнейсы с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, магнетитом, графитом<sup>1</sup>; 2) кварциты, слюдястые и амфиболовые сланцы и филлиты; 3) гранитизированные породы (гранито-гнейсы, мигматиты, чарнокиты), образованные по субстрату, сложенному раннепротерозойскими магматитами и метаморфитами; 4) гранитоиды и 5) габброиды. По этим породам получено более 60-ти датировок.

Группа глиноземистых гнейсов охарактеризована 22-мя определениями. Она включает породы, содержащие в различных количест-

<sup>1</sup>"Комплекс парагнейсов" по Л.А. Варданянцу или "глиноземистые гнейсы" по Т.А. Лапинской.

Таблица 9

Основные геолого-геохронологические данные, относящиеся к рубежу около 1900 млн. лет

Критерии выделения рубежа	Центральные и восточные районы платформы	Южный Урал (Тараташский выступ)
Несогласия	Стратиграфическое несогласие, формационное несогласие среднепротерозойских образований (фалаховые и молассовые формации) с нижнепротерозойскими.	
Возраст посторогенных интрузий	Габбро-диабаз - 1930п (1)	Не датированы
Время проявления консолидирующих процессов (орогенный магматизм, региональный и динамотермальный метаморфизм)	Возраст метаморфизма	Гнейсы и гранито-гнейсы биотитовые - 2050п (2), 2040б (3), 2030б (4), 2020б (5), 1910б (6), 2000б (7), 2000б (8,9), 1990б (10), 1890б (11)
		Очковые гнейсы - 2000 пш <sup>x</sup>
		Гнейсы глиноземистые - 1980б (12), 1970б (13), 1960б (14), 1950б (15), 1930б (16) Мигматит - 1900б (17)
		Пегматоидное выделение в гнейсах - 1924 мк
		Слодяные сланцы - 2020б (18), 2015б (19), 1950п (20), 1900 м (21) Амфиболиты - 2050р (22), 1930п (23)
		Амфиболиты из ксенолита среди гранитов Шигирского массива - 2060р <sup>x</sup> , 2032п
		Гнейсы пироксеновые - 2090пр (24), 2000б (25) Гранулит - 2015п (26)

Время проявления консолидирующих процессов (орогенный магматизм, региональный и динамотермальный метаморфизм)

Возраст магматизма

Гранит - 20106 (27)

Гранодиориты и диориты - 20106 (28), 2000п (29), 19856 (30), 19456 (31), 19006 (32), 1950пр-б (33)

Гранит пегматоидный инъекционный - 2018пш  
 Гранит - 2078пш, 2000 мк, 2100п<sup>+</sup>  
 Гранит лейкократовый - 1940п<sup>x</sup>  
 Гранодиорит - 2000б, 1940п<sup>x</sup>

Цифровые значения - возраст в млн. лет (без знака - калий-аргоновый, x - рубидий-стронциевый, + - уран-торий-свинцовый метод). Буквы рядом с возрастными значениями показывают характер проб: пр - пироксен, р - роговая обманка, б - биотит, м - мусковит, мк - микроклин, пш - полевые шпаты, ц - циркон, п - порода в целом. Номера в скобках обозначают адрес (название буровой площадки, номер скважины) и название породы: 1 - Нурлат, 100, гиперстеновый габбро-диабаз; 2 - Тат-Азели, 2, гнейс амфибол-биотитовый; 3 - Шаран, 1509, гранито-гнейс биотитовый; 4 - Колобово, 2, гнейс биотитовый; 5 - Шаран, 9, гранито-гнейс; 6 - Сулинская, 62, гнейс биотитовый; 7 - Леонидовка, 361, гнейс биотитовый; 8 - Рязск, 1, гранито-гнейс; 9 - Танайско-Бехтеревская, 374, гнейс биотитовый; 10 - Уратьма, 714, гнейс биотитовый; 11 - Кочево, 12 - гранито-гнейс биотитовый; 12 - Грахово, 4, гнейс биотитовый; 13 - Уни, 3, гнейс с андалузитом; 14 - Черемшан, 171, гнейс гранато-кордиеритовый; 15 - Аскуль, 2, гнейс с гранатом; 16 - Твердилово, 11, гнейс гранато-кордиеритовый; 17 - Калуга, 38, мигматит; 18 - Урмары, 1, сланец биотитовый; 19 - Северный Купол, 106, сланец биотитовый; 20 - Воронеж, 78с, филлитовидный сланец; 21 - Токаревка, 1, слюдяной сланец; 22 - Пычас, 1, амфиболит; 23 - Исса, 3, амфиболит; 24 - Сива, 3, гнейс пироксеновый; 25 - Ромашкино, 672, гнейс с гранатом и гиперстеном; 26 - Благодаровская, 101, гранулит; 27 - Грахово, 1, гранит; 28 - Новосергиевская, 1, гранодиорит; 29 - Домосейкино, 1, гранодиорит; 30 - Черная Халуница, 4, гранодиорит; 31 - Степановская, 1, гранодиорит; 32 - Туймазы, 2000, гранодиорит; 33 - Красно-Октябрьская, 51, кварцевый диорит.

вах и соотношениях биотит (обычно титанистый), клино- и ортопироксены, гранат, кордиерит, силлиманит, графит, магнетит. Гнейсификация происходила в условиях высоких субфаций амфиболитовой фации, частично, возможно, в гранулитовой фации (ассоциации гиперстен - железистые амфиболы - основные плагиоклазы; ортоклаз-титанистый биотит; альмандин-силлиманит-кордиерит). Из глубинных магматических образований с указанными гнейсами ассоциируют плагиограниты, иногда анатектические (Ситдилов, 1968). Глиноземистые гнейсы, вероятно, образовались в результате метаморфизма деривированных продуктов выветривания пород более древних структурных этажей. На это указывают повышенные содержания глинозема и (или) окислов железа и приуроченность их к линейным депрессиям среди полей развития древнепротерозойских образований. Предполагается, что часть пироксеновых гнейсов произошла за счет вулканогенных пород (Яковлев, 1967). Повышенная степень метаморфизма названных пород свидетельствует о вероятности их глубокого погружения в период развития прогибов, заполнявшихся осадками, возможно, с общим повышением интенсивности теплового потока.

Большинство полученных по гнейсам датировок заключено в пределы 1870-1670 млн. лет. Значительная величина возрастного интервала объясняется наличием присущей всем параметаморфитам примеси калийсодержащего терригенного материала, а частично и наложением среднепротерозойского метаморфизма на породы более древних структурных этажей. В последнем случае датировки по минералам палеосомы и неосомы заметно расходятся. Примерами гнейсов, образованных во время завершения процессов регионального метаморфизма, являются гранатовые их разности из Кучуково (скв. 42, 1680 млн. лет), Бондюга (скв. 45, 1690 млн. лет) и др.

Сланцы и кварциты по возрасту распределяются в границах 1590-1850 млн. лет. К ним принадлежат биотит-хлорит-кварцевые разности из Елабуги (скв. 27, 1760 млн. лет), актинолит-биотит-кварцевые породы из Тлянчи-Тамака (скв. 529, 1850 млн. лет), кварциты из Чекана (скв. 1, 1760 млн. лет), филлитовидные сланцы ВКМ из Шукавки (скв. 4/1, 1750 млн. лет) и др. Приведенные данные отражают время проявления метаморфизма зеленосланцевой ступени, следовавшего за осадконакоплением в зонах узких прогибов, наложенных на более древний фундамент. В Тлянчи-Тамакской зоне и в ряде других зон вертикальные движения, с которыми связано формирование прогибов, продолжались и в рифее. Зоны разломов фиксируются "омоложением" радиологических датировок.

Гранитизированные породы представлены основными и кислыми продуктами "метасоматического гибридизма" - чарнокитами (по габбро-норитам, метабазитам), мигматитами<sup>1</sup> и гранито-гнейсами<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Применение этих терминов в известной мере условно и основывается главным образом на структурно-текстурных признаках. Название гранито-гнейс употребляется в понимании К.А.Шуркина (1957).

(по гнейсам, плагиогнейсам, кварц-слюдяным сланцам). Существует ряд переходов от чисто метасоматических образований гранитного состава к анатектическим и инъекционно-анатектическим. Время проявления чарнокитизации (1620–1720 млн. лет) и гранитизации (1610–1740 млн. лет) практически совпадает и близко к датировкам микроклиновых гранитов (см. ниже), возрасты же биотитов из частично гранитизированных гнейсов лежат в интервале 1820–1890 млн. лет или даже остаются раннепротерозойскими.

По возрастным соотношениям палеосомы и неосомы видно, что субстратом для проявления процессов кремний-калиевого метасоматоза служили не только раннепротерозойские, но и начальные среднепротерозойские образования и что ультраметаморфизм проходил в относительно низкотемпературных условиях (ультраметаморфизм вздымания), поскольку при замещении исходных пород биотитовые палеосомы сохранили свой возраст.

Среди гранитоидов среднепротерозойского мезоцикла датированы оказавшиеся почти одновозрастными гиперстен-биотитовые диориты (Красно-Октябрьская, скв. 51, 1840 млн. лет) и гранодиориты (Поповская, скв. 64, 1850 млн. лет), которые в свою очередь близки по возрасту габброидам (габбро-норит из Нурлата, скв. 6 и габбро из Муханова, скв. 410 – 1780 и 1870 млн. лет). Возможно, что все они принадлежат единой габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Кроме того, вероятно, могут быть выделены не только метасоматические, но и инъекционно-анатектические или даже гипабиссальные магматические граниты сиалического типа; однако для однозначного выяснения формационной принадлежности конкретных объектов материала еще недостаточно. О существовании гранитовой формации свидетельствует наличие мусковитовых пегматитов и биотитовых гранитов (Ново-Туловская, скв. 6; 1840 млн. лет; Инжавино, скв. 1, 1760 млн. лет).

Жилы аплитовидного микроклинового гранита до 1,5 м мощностью и прожилки лейкократового олигоклазового гранита известны (Варданянц, 1960) в районе Глазова (скв. 1). К диорит-плагиогранитовой формации, возможно, относятся плагиограниты из Кулешовки (скв. 115, 1760 млн. лет). Не исключено, что среди интрузивных образований завершающего этапа среднепротерозойского мезоцикла имеются представители и гранит-граносиенитовой формации (Русская Буйловка, граносиенит, 1660 млн. лет; Виноградов и др., 1960). Что касается метасоматических и инъекционно-анатектических гранитов, то они по керну трудно дифференцируются с гранито-гнейсами. В качестве примеров таких гранитов могут быть упомянуты микроклиновые граниты из Бакалинского района (скв. 21, 1780 млн. лет), из Орлянки (скв. 1, 1680 млн. лет) и из Мустафино (скв. 16, 1650 млн. лет).

Таким образом, наиболее молодые датировки по породам среднепротерозоя составляют 1660, 1650, 1610 и 1590 млн. лет (соответственно граносиенит из Русской Буйловки, лейкократовый

Таблица 10

Основные геолого-геохронологические данные, относящиеся к рубежу около 1600 млн. лет

Критерии выделения рубежа	Центральные и восточные районы платформы	Южный Урал (Тараташский выступ, Кусянско-Зюраткульская зона)
Несогласия	Крупнейшие стратиграфическое, структурное (угловое, азимутальное) и формационное (отраженное в осадочных, магматических и метаморфических формациях) несогласия, континентальный перерыв	
Возраст постконсолидационных интрузий, пересекающих фундамент, но не затрагивающих рифейский покров	Габбро-диабазы трапповой формации: 1650п (1), 1610п (2), 1590п (3), 1570п (4), 1550п (5)	Диабазы - 1659п, 1664п
Возраст наиболее молодых (но до-рифейских) процессов катаклаза, милонитизации и рассланцевания	Катаклаз: по гнейсам и гранито-гнейсам - 1550п (6), 1550б (7), 1570п (8,9); по гранитам - 1670б (10); по амфиболитам - 1540п (11). Рассланцевание по гнейсам - 1530 м (12)	Пегматит деформированный - 1511п
Время завершения динамотермального метаморфизма	Метаморфизм высокоглиноземистых отложений: 1680п (13), 1650б (14), 1650б-р (15)	Биотитовые гнейсы - 1635б, 1565п Гнейс из ксенолита в дайке диабазы - 1598п
Время завершения кремниево-калиевого метасоматоза	Метасоматические изменения, наложенные на: 1) гнейсы и гранито-гнейсы - 1650 пш (15), 1680 мк (16), 1650б (17), 1610б (18), 1580п (19), 1640п (20), 1615п (21), 1610б (22); 2) чарнокиты - 1670п (23); 3) гранодиориты - 1640 м (24)	Амфиболиты - 1625п Метасоматическая микроклинизация - 1600 мк

Возраст наиболее молодых среди пород фундамента сиалических интрузий и жильных пород

Гранит микроклиновый - 1650п (25), 1630п (26)  
Граносиенит - 1660р (Русская Буйловка)

Лейкократовый гранит - 1625п<sup>х</sup>  
Пегматоидный гранит - 1640п<sup>х</sup>  
(г. Тагаяк)  
Гранит - 1660 п (г. Тагаяк)  
Диорит (гибридный) - 1550п  
Пегматит - 1632 м<sup>х</sup>

Возраст гидротермальных проявлений в зонах разлома

Хлоритизация и серицитизация диоритов - 1550п  
(Туймазы, скв. 2000)  
Пиритизация гнейсов - 1600 мг (27)  
Эпидотизация, хлоритизация и пиритизация сланцев - 1530п (28)

Кварц-мусковитовая жила - 1690м<sup>х</sup>

Цифровые значения - возраст в млн, лет (х - рубидий-стронциевый метод, без знака - калий-аргоновый метод). Буквы рядом с цифровыми значениями показывают характер проб: б - биотит, м - мусковит, мг - магнитная фракция, мк - микроклин, п - порода в целом, пш - полевые шпаты, р - роговая обманка. Номера в скобках обозначают адрес (название буровой площади, номер скважины) и название породы: 1-5 - габбро-диабазы (1 - Кучуково, 163; 2 - Азев-Салауш, 9; 3 - Кутулук, 1; 4 - Сива, 3; 5 - Бугульма, 23); 6 - Туймазы, 2000, гнейс катаклазированный; 7 - Поповская, 152, гнейс биотитовый рассланцованный; 8 - Максимкино, 29, бластомилонит по плагиогнейсу; 9 - Максимкино, 29, гнейс милонитизированный; 10 - Горький, 1, гранит катаклазированный; 11 - Ромашкино, 3539, амфиболит катаклазированный; 12 - Георгиевская, 19, плагиогнейс биотитовый; 13 - Кучуково, 42, гнейс с гранатом; 14 - Ардатовка, 5, гранито-гнейс; 15 - Родинская, 22, гнейс окварцованный; 16 - Казаково, 1, гранито-гнейс; 17 - Ардатовка, 5, гранито-гнейс; 18 - Покровская, 114, гранито-гнейс биотитизированный; 19 - Лебяжинская, 22, гнейс пироксеновый окварцованный; 20 - Твердилово, 11, гнейс гранат-кордиеритовый; 21 - Гремячево, 58, гранито-гнейс; 22 - Покровская, 114, гранито-гнейс; 23 - Пролетарская, 1, чарнокит; 24 - Новосергиевская, 1, гранодиорит мусковитизированный; 25 - Мустафино, 16, гранит микроклиновый; 26 - Орлянка, 1, гранит микроклиновый; 27 - Толкайская, 1, гнейс пироксен-биотитовый пиритизированный; 28 - Тлянчи-Тамак, 498, сланец амфибол-биотитовый с эпидотом, сфеном и пиритом.

гранит из Мустафино, скв. 16, гранито-гнейсы из Покровской, скв. 114 и биотитовые сланцы из Березовской, скв. 7). В то же время наиболее древние габбро-диабазы трапповой формации, секущие среднепротерозойский структурный этаж, имеют возраст 1650 млн. лет (Кучуково, скв. 163), а наиболее древние толщи нижнерифейского покрова — 1535 млн. лет (по глаукониту). Приведенные датировки вместе с данными, отраженными в табл. 10, позволяют проводить верхнюю границу среднепротерозойского мезоцикла по геохроне 1600 млн. лет.

Для всей закрытой части платформы рубеж 1600 млн. лет фиксируется крупнейшим несогласием (стратиграфическим, угловым, азимутальным, формационным и пр.) и знаменует время завершения стабилизации Восточно-Европейской платформы и переход ее, как и большинства древних платформ, к совершенно другому типу геотектонического развития.

В целом среднепротерозойское время вырисовывается как самостоятельный мегацикл (1900–1600 млн. лет) развития изучаемого региона со своими осадочными, магматическими и метаморфическими формациями, причем интрузивные формации образуют определенный последовательный (от габброидов до лейкократовых гранитов и сиенитов), но не совсем полный набор. Отсутствие ультрабазитов и мощных толщ метабазитов можно расценивать как признак, свидетельствующий о своеобразии геотектонического режима, для которого не характерны настоящие эвгеосинклинальные условия. Широкий размах имели процессы автономной активизации раннепротерозойской платформы с формированием зон эпиплатформенного орогенеза. Это выразилось в тектоническом расчленении платформы на блоки различной величины с формированием грабен-синклиналей и прогибов, приуроченных в основном к ограничениям шитов или крупных выступов раннепротерозойского фундамента. В отрицательных структурах накапливались высокоглиноземистые отложения, испытавшие окончательный метаморфизм в интервале 1680–1590 млн. лет (табл. 10).

К блокам, испытавшим положительные движения, приурочены продукты метасоматической гранитизации (ультраметаморфизм воздымания). Этот процесс, как весьма длительный (1850–1650 млн. лет) и, вероятно, неоднэтапный, естественно, не может характеризовать какой-либо рубеж, а тем более стратиграфическую границу. Мощное развитие процессов гранитизации и чарнокитизации как бы завершило глубинную консолидацию "панплатформы", после чего на рубеже с рифеем началось формирование новых систем разломов, достигавших базальтового слоя, и это сопровождалось введением габбро-диабазов трапповой формации, а также катакластическими и диафорическими преобразованиями слагающих фундамент пород (Гаррис, Постников, 1973а).

К наиболее приподнятым блокам нижнего докембрия относятся Тараташский и Татарский выступы фундамента. В их строении, вероятно, участвует архейский структурный этаж.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ УРАЛА И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Рассмотрение накопленных геолого-геохронологических данных по кристаллическому фундаменту восточной части Русской плиты в сопоставлении с Уралом позволило наметить черты сходства и различия в строении нижнего докембрия названных регионов, подтвердить возраст главных раннедокембрийских: рубежей, выявить новый внутрираннепротерозойский рубеж более низкого ранга и осветить ряд вопросов геологической истории раннего докембрия.

Сходство восточноплатформенного и уральского (тараташский комплекс) нижнего докембрия, как показывают табл. 9-11, отмечается для многих петрографических разностей пород и формационных их типов. Близки по возрасту однотипные интрузивные образования (габброиды, гранитоиды) и проявления метаморфизма. Главное различие состоит в том, что на Урале вскрыты более глубокие части разреза нижнего протерозоя с мощными толщами пироксеновых и двупироксеновых кристаллосланцев (метабазитов). Кроме того, характерная для тараташского комплекса формация железистых кварцитов, в восточных районах платформы известна только локально - в Сарайлинском прогибе, рассекающем Татарский свод, и в районе Янги-Аула близ Казани. По-видимому, она приурочена к грабенообразным структурам, в которых сохранились породы второго раннепротерозойского мезоцикла среди структурного этажа первого мезоцикла. В названных участках возраст пород, непосредственно подстилающих железорудные, не известен, но в районе г. Губкина (скв. 114) он равен 2270 млн. лет. Упомянутые железистые кварциты Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1972) включают в состав нижней - сармановской серии раннего протерозоя и считают, что она залегает с перерывом на архее, к которому авторы относят разнообразные высокоглиноземистые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и др. Приведенные выше данные позволяют основную массу этих пород относить к нижнему протерозою, а отмеченное Т.А. Лапинской и С.В. Богдановой несогласие считать внутринепротерозойским и параллелизовать его с границей шигирской и бельдишской серий тараташского комплекса. Во времени это соответствует рубежу 2250 млн. лет.

Подтвердились принятые в 1964 г. датировки рубежей раннего докембрия и первостепенное значение рубежей 1900 и 1600 млн. лет. Сопоставительные материалы по этим рубежам отражены в табл. 9 и 10. На северо-западе Восточно-Европейской платформы первый рубеж рассматривается (Глебовицкий и др., 1965; Мануйлова и др., 1968; Кратц, Чернов, 1971 и др.) как время проявления свекофенской складчатости, сопровождавшейся консолидацией, магматизмом, метаморфизмом и ультраметаморфизмом.

Между ниже- и среднепротерозойскими магматическими и метаморфическими образованиями в обоих регионах отмечаются значительные различия в распространенности, петрографических и пет-

Таблица 11

Сопоставление главных петрографических разновидностей пород нижнего докембрия восточной части Русской плиты и Урала

Петрографические разновидности	Восточная часть Русской плиты		Урал		Примечания
	Возраст, млн. лет	Площадь, скважина	Возраст, млн. лет	Районы развития	
<u>Интрузивные породы и продукты метасоматоза и анатексиса</u>					
Перидотиты и пироксениты	+	Чубовский комп.; Чубовка, 3	2150	пос. Шигир	
Перидотиты плагиоклазовые (пикриты?)	?		+	Тараташский выступ	
Габбро-нориты, нориты	1) 2250; 2) 2080; 3) 2060; 4) 2050	1) Чубовка, 3; 2) Сула, 7; 3) Ульяновская, 125; 4) Александровка, 18	+	То же	
Габбро-анортозиты, анортозиты	+	Нурлатский комп.	?		
Габбро и габбро-амфиболиты	1938+67		+	"	
Габбро-диабазы	1930	Нурлат, 100			
Габбро-диориты (в том числе гиперстеновые)	2380	Воронежская антеклиза	+	"	
Диориты (в том числе гиперстеновые) и кварцевые диориты	2240, 2000, 1970 1) 2570; 2) 1950	Туймазы, 2000 1) Прудовская, 1; 2) Красно-Октябрьская, 51	1) 2012; 2) 1829	1) г. Тараташ; 2) г. Соколиная	

Сиенит-диориты (гранитизированные габброиды)	2230	Губкин, 2020	+		
Гранодиориты (в том числе и гиперстеновые) и плагиограниты	1) 2160; 2) 2010; 3) 2000; 4) 1985; 5) 1900	1) Ново-Порубежская, 22; 2) Новосергиевская, 1; 3) Домосейкина, 1; 4) Черная Халуница, 22; 5) Туймазы, 2000	2000 +	Тараташский выступ	
Плагиоаплиты	+		?		
Граниты	1) 2050; 2) 2100; 3) 2010	1) Рудня, 50/1; 2) Сергеевка, 182; 3) Грахово, 1	2000, 2080	г. Тараташ г. Тагаяк	Серые олигоклазовые граниты
Лейкократовые (в том числе аплитовидные) граниты	1) 2220; 2) 1690-1630	1) Сергеевка, 172; 2) КМА	2210, 2260	г. Тараташ	
Двуслояные граниты	2270	Колобово, 2			
Пегматоидные инъекционные граниты	+		2018; 1799	г. Бильдиш	
Пегматиты	1) 1840; 2) 1960-1630	1) Ново-Туловская, 6; 2) КМА			
Грейзены	2320	Мандровка, 33/1			
Кварц-полевошпатовые и кварц-мусковитовые и биотитовые жильные породы	2250	КМА	1690		
Граносиениты, сиениты	1690-1630	Гусиха, Грахово;	?		
Метасоматические микроклиновые граниты	1760-1630	КМА			

Таблица 11 (продолжение)

Петрографические разновидности	Восточная часть Русской плиты		Урал		Примечания
	Возраст, млн. лет	Площадь, скважина	Возраст, млн. лет	Районы развития	
<u>Метаморфогенные образования</u>					
(в основном продукты регионального, динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма)					
Эклогиты	2320; 2020	Молгачи, 1 и 1бис			
Гранулиты	1) 2160; 2) 2015	1) Актаньш, 7; Благодаровская, 101			
Пироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы	+		+		
Пироксеновые и двупироксеновые амфиболиты	1) 2050; 2) 1930	1) Пычас, 1; 2) Исса, 3	1) 2032; 1715 2) 2060; 3) 1768, 1625	1) г.Повальная 2) г.Шигир 3) г.Бельдиш	Амфиболит с возрастом роговой обманки 2060 из ксенолита в гранитах Шигирского массива
Гнейсы и плагиогнейсы пироксеновые и двупироксеновые	2090	Сива, 3			
Гнейсы пироксен-амфиболовые и пироксен-биотитовые	1) 2340; 2) 2130; 3) 2090; 4) 2000	1) Ульяновская, 303; 2) Муханово, 418; 3) Сива, 3; 4) Ромашкино, 672			

Гнейсы рогово-обманковые и биотит-роговообманковые	1) 2330; 2) 2190	2) Сызрань, 49			
Гнейсы биотитовые, плагиогнейсы и микрогнейсы	1) 2570; 2) 2430; 3) 2180; 4) 2030; 5) 1990	1) Туймазы, 2000; 2) Качим, 1; 3) Н.Ибрайкино, 16; 4) Колобово, 2; 5) Уратьма, 714	1706, 1635 2530	Тараташский выступ Кусинское месторожде- ние	Ксенолит или текто- нокласт
Очковые гнейсы			2200	Тараташский выступ	
Гнейсы биотит-силлиманит-кордиеритовые	2350	Алдаркинская, 36	+		
Гнейсы и плагиогнейсы глинозёмистые с гранатом, силлиманитом, кордиеритом	1799+55 1850	Варваровская, 7	1565	То же	
Гнейсы высокоглинозёмистые графитистые	1900-2000				
Гнейсы и микрогнейсы кварц-хлорит-биотитовые с турмалином	+		+		
Магнетит-гиперстеновые породы (в том числе магнетит-гиперстеновые кварциты)			+	Тараташский выступ	
Кварциты магнетитовые, джеспилиты	+	Янги-Аул, 2	+	То же	
Кварциты слюдяные	1) 2150; 2) 1755	1) Глянчи-Тамак, 402; 2) Чекал, 1?			
Кварцито-сланцы, сланцы и филлиты (в основном кварцево-хлорит-серицитового состава)	1) 1950; 2) 1750	1) Воронеж, 78с; 2) Шуковка, 4/1	1824		

Таблица 11 (окончание)

Петрографические разновидности	Восточная часть Русской плиты		Урал		Примечания
	Возраст, млн, лет	Площадь, скважина	Возраст, млн, лет	Районы развития	
<u>Метаморфогенные образования</u>					
Сланцы мусковитовые и биотитовые	1) 2270; 2) 2020; 3) 2015	1) Губкин, 114; 2) Урмары, 1; 3) Северный Купол, 106			
Эндербиты	+	Жигулевско-Оренбургский свод	+		Продукты "метасоматического гибритизма" (гранитизации, наложенной на базиты и ультрабазиты)
Чарнокиты	1960-1670	То же	+		
Мигматиты (очковые, тневые и др.)	+		+		
Гранито-гнейсы	1) 2120; 2) 2040; 3) 2020; 4) 2000	1) Шаран, 1504; 2) Шаран, 1509; 3) Шаран, 9; 4) Рязск, 1; Гремячево, 58 и др.	+	1800-1660	
Метасоматиты по очковым гнейсам	+				

Диэфториты и катаклазиты

Габбро-норит окварцованный	1415	Щелково 7		
Гранит альбитизированный	1300	Муханово, 400		
Амфиболизированные пироксениты			1132	Тараташский выступ
Амфиболиты	1) 1320;	Сарманово, 61;	1210, 1132	То же
Амфиболиты биотитизированные	2) 1440	Гремячевская, 60	1702	"
Пироксен-амфиболовые гнейсы	1) 1420;	1) Усть-Черная, 18;	1530, 1275	"
Амфибол-биотитовые гнейсы измененные	2) 1050 +	Ромашкино, 27	1230, 1000	
Гранито-гнейсы измененные	1) 1580;	1) Ромашкино, 23;	+	
	2) 1340;	2) Глазов, 1;		
	3) 1010	3) Туймазы, 398		
Гранито-биотитовые гнейсы	+		1565	"
Биотитизированные мигматиты	+		1205	"
Очковые мигматиты измененные			1100, 1080	"
Очковые гнейсы деформированные			1370	"
Гнейсы милонитизированные	1450		+	
Гнейсы серицитизированные	1160		+	
Сланцы актинолитовые	1290	Тлянчи-Тамак, 434		

Цифрами 1-5 со скобками помечены буровые разрезы или пункты естественных выходов пород, к которым относятся данные датировки. Знаком + показано присутствие недатированных пород соответствующей разновидности.

дологических особенностях, формационной принадлежности и др. Средний протерозой выступает как вполне самостоятельное геосторическое подразделение, для которого характерны одному ему присущие условия петрогенеза и тип геотектонического режима. Вместе с тем средний протерозой – неотъемлемый (заключительный) этап более крупного подразделения – III мегацикла.

Формационные особенности раннепротерозойских образований и возраст последних (табл. 24 и 26) показывают, что для названного времени можно выделить не один, а два последовательных гомодромных набора магматических формаций и два этапа метаморфизма. Это позволило наметить соответствующий дополнительный рубеж около 2250 млн. лет. Так, для времени образования шигирской серии характерен набор от основных вулканитов, превращенных в пироксеновые кристаллосланцы, до лейкократовых гранитов, а для бельдишской серии – от гипербазитов базальтоидного типа (>2150 млн. лет) и габброидов до калиевых гранитов (2000, 2080 млн. лет). Аналогично два формационных набора выделены и в составе пород фундамента Русской плиты.

Для конца среднего протерозоя характерны свои сиалические формации – гранитовая (с лейкогранитовой субформацией) и гранит-граносиенитовая. Из возрасты близки к 1650 млн. лет (табл. 24). Более широко развита предшествующая формация метасоматических и анатектических гранитов. Еще более древняя – гранит-гранодиоритовая формация (до 1880 млн. лет).

Таким образом, существенная разница в формационных наборах между тремя выделенными геосторическими подразделениями в одинаковой мере характерна как для Урала, так и для сопредельной части Восточно-Европейской платформы. Наиболее резко различаются между собой второй раннепротерозойский и среднепротерозойский мезоциклы, характеризующиеся соответственно протогоеосинклинальным и платформенным геотектоническими режимами. Различия геотектонических режимов первого и второго мезоциклов раннего протерозоя заключаются главным образом в том, что прогибы, заложившиеся непосредственно после образования в конце архея протоплатформенной сиалической коры, имели значительные размеры и были слабодифференцированными, а позднее, после сравнительно кратковременной инверсии на рубеже около 2250 млн. лет, протогоеосинклинальные условия возобновились в меньших по масштабу, частично унаследованных и новых прогибах. Окончательная инверсия, сопровождавшаяся интенсивным интрузивным магматизмом и метаморфизмом (в основном амфиболитовой фации), наступила около 1900 млн. лет назад. Среднепротерозойский "панплатформенный" (Пейве, Синицын, 1950) мезоцикл характеризуется наиболее активными и обширными блоковыми поднятиями и приуроченными к ним мощными проявлениями ультраметаморфической гранитизации.

В течение каждого из трех названных мезоциклов в изучаемом регионе сформировался собственный структурный этаж. Слагающие эти этажи метаморфизованные осадочные и вулканогенные комплек-

сы могут рассматриваться в качестве самостоятельных стратиграфических единиц (табл. 16). Более высокий, чем современный, геотермический градиент раннедокембрийского времени способствовал приближению возраста регионального метаморфизма к возрасту литогенезиса (в каждом из структурных этажей).

В структуре фундамента Русской плиты и западного склона Урала максимально распространен второй раннепротерозойский этаж. Представления об едином архейском возрасте пород фундамента Русской плиты должны быть оставлены, как противоречащие не только геолого-геохронологическим, но и геофизическим данным. Согласно последним (Гафаров, 1963 и другие исследователи) складчатые зоны карелид Восточно-Европейской платформы непосредственно прослеживаются от Балтийского и Украинского щитов в область Русской плиты, вплоть до западного склона Урала. Наблюдающаяся в ряде районов замена полосового типа гравитационных и магнитных полей линейно-мозаичным, объясняется главным образом наложенной на раннепротерозойские образования среднепротерозойской гранитизацией, а не наличием "переработанных" срединных массивов или блоков архейского фундамента. Переработка и "омоложение" пород фундамента Русской плиты действительно происходили, однако их продукты в большинстве развиты на фоне раннепротерозойских, а не архейских пород, и распространены не регионально, а локально — линейно в связи с зонами разломов (катаклиз, милонитизация), реже изометрично в связи со среднепротерозойским кремний-калиевым метасоматозом (Гаррис, Лапинская и др., 1966; Гаррис, Постников, 1970). Отдельные тектонические блоки архея местами могут быть приподняты до уровня раннепротерозойских структурных этажей, но их наличие должно быть доказано радиологически.

По проблеме архея необходимо отметить еще следующее. При оценке относительного распространения на дорифейской поверхности кристаллического фундамента Русской плиты и западного склона Урала архея, нижнего и среднего протерозоя многие исследователи по традиции до сих пор продолжают относить к архею наиболее широко развитые магматические и метаморфические образования, априорно считая многочисленные изотопные датировки, показывающие принадлежность соответствующих пород к протерозою, "омоложенными". При этом совершенно не учитывается ряд важных фактов и положений: 1) снижение верхней границы архея с 1900 до  $2600 \pm 100$  млн. лет, принятое МСК в соответствии с геохронологической шкалой 1964 г. (Афанасьев и др., 1964), вследствие чего огромные толщи отложений, ранее считавшиеся архейскими, "автоматически" перешли в нижний протерозой; 2) отсутствие в пределах изучаемого региона изометричных (овальных, оvoidных, куполовидных, чашеобразных) структур гнейсовых толщ, которые вслед за Л.И. Салопом (1970) многие исследователи считают характерными для архея, и, наоборот, наличие доказанного геофизическими и геологическими исследованиями (Р.А. Гафа-

ров, И.С. Огарин, Н.В. Невелин, В.А. Полянин, Б.А. Ситдиков, А.Я. Ярош и др.) линейного типа структур кристаллического фундамента с преобладанием субширотных, северо-западных и северо-восточных простираний, непосредственно прослеживающихся от Балтийского и Украинского щитов до западного склона Урала, а также первичной неизометричности, вытянутости прогибов (по М.В. Муратову — палеоавлакогенов), относящихся к раннему протерозою (например, данные В.И. Петрова по курской серии Воронежской антеклизы); 3) неравномерность проявления в пространстве и по отношению к различным минералам одной и той же породы наложенного метаморфизма, приводящего к потере радиогенного аргона, благодаря чему в определенном объеме даже повторно метаморфизованных пород всегда остаются блоки (реликты) наиболее радиологически компетентных пород или минералов, сохранивших "свой" возраст; 4) постоянное присутствие в кристаллических породах нижнего докембрия в случаях их радиологического "омоложения" минералогических или (и) структурно-текстурных признаков диафореза или ультраметаморфизма и приуроченность диафорезически измененных пород независимо от их возраста к дизъюнктивным нарушениям в теле кристаллического фундамента, что позволяет отличать "омоложенные" породы от "неомоложенных"; 5) сходимость данных K-Ar, Rb-Sr и U-Th-Pb датирования, что видно на примере тараташской серии Урала; 6) залегание эклогитов, амфиболитов, плагиоклазовых гнейсов и других пород, для которых получены наиболее древние, пограничные с археем датировки, либо на больших глубинах (3000 м в разрезе Туймазинской скв. 2000), чем погребенная поверхность фундамента, либо в виде отдельных блоков и ксенолитов, вынесенных из глубин в зонах разломов.

Из приведенного и из данных специальных геолого-геохронологических и экспериментальных исследований объектов, для которых были установлены потери радиогенного аргона, вытекает вывод о неправомочности приложения к изученным породам раннего докембрия идей тотального "криптометаморфизма" (Салоп, 1963).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Совокупность имеющихся геологических, петрографических и радиологических данных показывает, что среди пород нижнего докембрия восточной части Русской плиты и Урала присутствуют архейские (>2600 млн. лет), нижнепротерозойские (2600–1900 млн. лет) и среднепротерозойские (1900–1600 млн. лет) образования. Архей залегает в нижнем структурном этаже на значительной глубине, а на погребенной поверхности фундамента или вблизи ее выявляется лишь в пределах отдельных положительных блоковых структур, или в виде тектонических отторженцев и ксенолитов. "Основная масса" пород фундамента сложена нижним протерозоем. Последний имеет двухъярусное строение, соответствующее проявлению двух мезоциклов магматизма, метаморфизма и тектогенеза

с границей между ними около 2250 млн. лет. Для среднепротерозойского мезоцикла характерны: широкое развитие продуктов сиалического ультраметаморфизма, приуроченных к крупным положительным структурам фундамента, локальное распространение в отрицательных структурах фалаховых и молассовых отложений и магматическая активизация в зонах тектонического сочленения структур обоих типов.

2. Главные рубежи геологического развития региона в раннем докембрии –  $1900 \pm 100$  и  $1600 \pm 50$  млн. лет. С первым связано становление фундамента платформы, со вторым – завершение постконсолидационной активизации и начало формирования осадочного чехла в авлакогенных и перикратонных опусканиях.

3. Среднепротерозойские метасоматические процессы оказали "омолаживающее" воздействие на затронутые ими породы нижнего протерозоя, в результате чего по новообразованным калишпату и биотиту из метасоматически гибридизированных пород (гранито-гнейсов, мигматитов, чарнокитов и некоторых разновидностей амфиболитов) получаются среднепротерозойские, а по первичным минералам – раннепротерозойские возрастные значения. Кроме того, в зонах разломов, рассекающих кристаллический фундамент, выделяются и более молодые – позднепротерозойские магматиты и диафториты, катаклазиты и гидротермалиты. Для них на платформе устанавливаются три эпохи формирования – около 1600, 1350 и 1100 млн. лет. На Урале выделена еще и завершающая поздний протерозой эпоха – около 680 млн. лет (см. главу IV). Интерпретировать упомянутые датировки как доказательства существования в "теле" кристаллического фундамента складчатых структур "готид" или "гренвиллид" совершенно неправомерно.

4. Длительность и многоэтапность формирования пород нижнего докембрия Урала и восточной части Русской плиты диктует необходимость получения массовых изотопных датировок и их интерпретации на основе детальной сравнительной минералогической и структурно-тектонической характеристики объектов, а при получении аномальных результатов – выполнения экспериментальных работ по изучению состояния радиоактивного равновесия.

Приведенные геологические и геохронологические доказательства существенных различий в относительной роли архея, нижнего и среднего протерозоя в строении кристаллического фундамента изучаемого региона позволяют более высоко оценить его перспективность на оруденение типа железистых кварцитов и сульфидных медно-никелевых руд.

## РИФЕЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ

Неоценимый вклад в освещение проблем верхнего докембрия, в частности, Уральского региона и сопредельных областей, внесли труды Н.С. Шатского, выделившего рифей (1945), и Б.М. Келлера, поднявшего на новую ступень наши познания по геологии верхнего протерозоя, а также работы М.И. Гараня, И.Н. Крылова, А.И.Олли, М.Е. Раабен и К.Р. Тимергазина. Много новых интересных данных содержится в работах А.А. Абдулина, Е.М. Аксенова, Л.Т. Беляковой, Ю.Р. Беккера, В.Г. Гецена, Н.П. Гилевой, Б.А. Голдина, З.А. Журавлевой, В.Е. Забродина, Т.В. Ивановой, А.А. Клевцовой, В.В. Кирсанова, В.И. Козлова, В.А. Малькова, С.В. Морозова, А.В. Миловского, Л.Д. Ожигановой, Ю.Д. Смирнова, Л.Ф. Солонцова, Н.И. Полевой, Д.В. Постникова, И.В. Постниковой, В.А. Романова, А.Ф. Ротаря, В.Н. Пучкова, М.В. Фишмана, П.Н. Швецова и других исследователей. Данные по верхнему докембрию Советского Союза и интересующего нас региона сведены в работах Б.М. Келлера (1968, 1973, 1973а,б, 1974 и др.), М.А. Гаррис и Д.В. Постникова (1973), М.А. Гаррис, Г.А. Казакова, Б.М. Келлера, Н.И. Полевой, М.А. Семихатова (1964), М.А. Гаррис (1973), Л.Ф. Солонцова и Е.М. Аксенова (1973).

Стратиграфически рифей вместе с вендомием (терминальный рифей) составляют объем верхнего протерозоя. Возраст границы между ними, принятый на Уфимском совещании 1967 г., определен в 680 млн. лет. Она проводится между миньярской и укской (Беккер, 1958) свитами. Термин вендомий предложен Б.М. Келлером (1973) как объединяющий в одну фитему юдомий и венд. Второй соответствует верхнему отделу вендомия, а первый – его нижнему отделу (кудашу). Геотектонически вендомий резко обособлен от рифея и принадлежит к последнему – вендомско-фанерозойскому мегациклу геологической истории, в связи с чем он рассматривается в следующей главе.

Основой для выделения самостоятельного рифейского мегацикла геологической истории региона, отграниченного от вендомско-фанерозойского мегацикла, и расчленения его на мезоциклы служат результаты проведенных за последнее время геологических и геохронологических исследований верхнего докембрия Урала и сопредельной части Восточно-Европейской платформы в сопоставлении с другими регионами СССР и с зарубежными странами.

Рис. 9. Схема распространения рифея в восточной части Восточно-Европейской платформы (по Л.Ф.Солонцову и Е.М. Аксенову, 1973)

1 и 2 - кристаллические щиты и массивы (1 - установленные, 2 - предполагаемые); 3 и 4 - авлакогены, выполненные рифейскими толщами (3 - установленные, 4 - предполагаемые); 5 - зоны периферических опусканий перикратонного и миогеосинклинального типа; 6 и 7 - нерасчлененной поверхности отложений верхнего докембрия, местами включающие более молодые образования (6 - платформенного и миогеосинклинального типа; 7 и - выходы на мио- и эвгеосинклинального типа); 8 - складчатые сооружения Урала. Кристаллические щиты: I - Воронежский, II - Волго-Камский. Кристаллические массивы: А - Кулой-Пинежский, В - Большеземельский, В - Красноуфимский, Г - Аралсорский, Д - Хобдинский. Авлакогены: а - Онего-Кандалакшский; б - Леушкинско-Сафоновский, в - Солигаличско-Яренский, г - Вятский, д - Камско-Бельский, е - Рязано-Саратовский, ж - Сергиевско-Абдулинский, з - Пугачевско-Донско-Медведицкий, и - Озинковско-Утвинский, к - Баскунчакско-Ногайтинский



Рифейский мегацикл выделяется в интервале времени от 1600 до 680 млн. лет и включает четыре мезоцикла. Первый, наиболее древний мезоцикл (1600-1350 млн. лет) отвечает бурзянию<sup>1</sup>, второй - юрматинию<sup>1</sup>, а третий и четвертый (1100-850 и 850-680 млн. лет) - раннему и позднему тиманию с границей, совпадающей со временем перерыва между накоплением инзерской и миньярской свит (Раабен, 1971; Келлер, 1973). Названные ра-

<sup>1</sup>По Б.М. Келлеру (1973а), уральские названия применяются и для внеуральских областей, поскольку стратотип рифея выделен на Урале.

диогеохронологические рубежи хорошо согласуются с биостратиграфическими.

Каждому мезоциклу соответствует собственный структурный этаж, отделенный от смежных перерывами в осадконакоплении, а также стратиграфическими, азимутальными или угловыми несогласиями. К пограничному между мезоциклами времени приурочены проявления интрузивного магматизма (в основном внедрения по

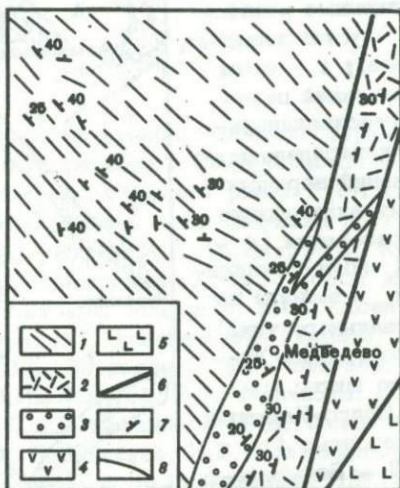


Рис. 10. Схема геологического строения Медведевского грабена в пределах Салдинского куполообразного поднятия (по И.В. Чермениновой, 1970, с дополнениями автора)

1 - докембрийские метаморфические породы Салдинского поднятия; 2 - нижняя осадочно-вулканогенная толща медведевской свиты (плагноклазовые порфириды, их туфы, зеленые сланцы, известняки с остатками синезеленых водорослей - *Czinelinella saldaica* Vol.) - вендомий; 3 - верхняя, трансгрессивно залегающая толща медведевской свиты (ритмично чередующиеся полимиктовые конгломераты, песчаники, туффиты и филлитовые сланцы) - верхний вендомий - нижний кембрий (?); 4 - серпентиниты (по гипербазитам предположительно ранневендомского возраста); 5 - габбро; 6 - дизъюнктивные нарушения; 7 - элементы залегания пород; 8 - линии контактов

глубинным разломам габбро, габбро-диабазов и долеритов трапповой формации), а иногда и зонального или локального метаморфизма и метасоматоза. Эффузивный магматизм отмечается в начале двух первых мезоциклов.

Стратиграфические границы каждого структурного этажа показаны на построенной с учетом имеющихся геологических и радиологических данных геохронологической схеме (табл. 12). Последняя вследствие дискуссионности многих вопросов объема, расчленения и сопоставления рифея рассматриваться лишь как предварительная.

Характеристика четырех рифейских мезоциклов приводится ниже по материалам стратотипической местности Южного Урала, других районов западного и восточного склонов Урала, Тимана, Мугоджар и сопредельной части Восточно-Европейской платформы. Распространение верхнего докембрия, а также сводные схемы сопоставления показаны на рис. 9 и 10 и в табл. 12-16.

### БУРЗЯНСКИЙ МЕЗОЦИКЛ

Нижняя граница мезоцикла обосновывается "снизу" (табл. 12) возрастом: 1) наиболее молодых магматических пород и продуктов гранитизации, слагающих кристаллический фундамент Волго-Уральской области и западного склона Южного Урала, и 2) интрузивных образований и диафторитов, пересекающих фундамент, но не затрагивающих рифейский осадочный покров. "Сверху" эта граница контролируется возрастом древнейших глауконитов из нижнего рифея.

Первая группа образований охарактеризована в разделе, посвященном нижнему докембрию. Наиболее молодые из них имеют Rb-Sr датировки 1640, 1632 и 1623 млн. лет (Дунаев, 1967) и близкие к ним (в среднем около 1650 млн. лет) K-Ag датировки, полученные по микроклиновым гранитам и другим продуктам калиевого метасоматоза (Гаррис, Лапинская и др., 1966; Гаррис, Постников, 1970 и др.). Более всего показательны датировки 1640 и 1623 млн. лет, так как они характеризуют геологически самые поздние породы тараташского комплекса, связанные со среднепротерозойскими процессами гранитизации - пегматоидный и лейкократовый гранит.

Ко второй группе относятся породы трапповой формации (Постников, 1968), известные как в пределах плиты, так и в Тараташском блоке кристаллического фундамента. В Волго-Уральской области они вскрыты на Кучуковской, Азеве-Салаушской, Кутулукской, Бугровской, Бугульминской и Туймазинской площадях. Их возраст, по статистическим данным Д.В. Постникова, в среднем  $1600 \pm 35$  млн. лет. На Урале наиболее древние из них (1650 млн. лет) - траппы, пересекающие тараташскую серию. В.И. Ленных и В.П. Петров (1974) относят их к толеитовому типу. Диафториты, продукты расщепления и перекристаллизации представлены образованиями, приуроченными к зонам разломов в кристаллическом фундаменте (Гаррис, Постников, 1973). Их возраст в среднем  $1595 \pm 40$  млн. лет. К ним относятся, например, окварцованный и амфиболитизированный гнейс из Куйбышевской области - 1580 млн. лет, хлоритизированный гранитогнейс из Оренбургской обл. - 1550 млн. лет, серизитизированный и хлоритизированный диорит из Туймазов - 1550 млн. лет и др.

Приведенные данные показывают, что нижний рубеж бурзяния не древнее 1600 млн. лет. Это значение ( $1600 \pm 50$  млн. лет) и принято МСК в 1963 г. в качестве границы между средним и верхним протерозоем. Косвенно указанный возраст нижнего рубежа

бурзянского мезоцикла подтверждается также датировками, полученными (Краснобаев, 1966) для кластического материала из базальных горизонтов айской свиты Южного Урала. Аркозы не сохранили аргон и дали омоложенные возрастные значения, а кластический циркон (альфа-свинцовый метод) показал датировки в пределах от  $2180 \pm 200$  до  $1640 \pm 150$  млн. лет.

Приведенные ниже геолого-геохронологические данные по обоснованию выделения в рифее четырех мезоциклов не включают характеристику стратиграфии соответствующих структурных этажей. Последовательность серий и свит в целях компактности показана в табл.12.

Наиболее древние из известных в изучаемом регионе глауконитов происходят из стратиграфически самой нижней – арланской (тюрюшевской) свиты нижнего рифея восточной части платформы. Их возраст (Г.А. Казаков и др., 1967) в Западной Башкирии от 1535–1515 (Арлан, 36) до 1470 млн. лет (Бураново, 3). Для этой же свиты, вскрытой в Удмуртии, имеется еще более древняя датировка – 1580 млн. лет, но она характеризует глауконит с примесью обломочного материала, в связи с чем возможно некоторое удревнение возрастного значения. Не исключено, что в пределах наиболее погруженных блоков кристаллического фундамента Русской плиты существуют еще более древние, подарланские толщи. Перекрывающие арланскую свиту калтасинская и надеждинская (Иванова, 1973) свиты, входящие в бурзяний, пересекаются траппами, возраст которых около 1360 млн. лет.

Начало бурзянского мезоцикла на Урале ознаменовалось эффузивным магматизмом с образованием спилит-диабазовой формации навьшенской подсвиты айской свиты (Башкирский антиклинорий). Представители названной формации известны также в пуйвинской свите ляпинской серии Приполярного Урала (Белякова, 1972). В составе свиты установлены, кроме того, метабазиты неясной формационной принадлежности.

Радиологические данные для навьшенских эффузивов характеризуются большим разбросом (935–465 млн.лет), что связано с неравномерной перекристаллизацией и значительной эпигенетической измененностью пород. Даже в том диабазе, который показал наиболее древнее значение возраста, плагиоклазы почти нацело сосюритизированы, а пироксены – актинолитизированы. В.И. Ленных и В.И. Петров (1974) отмечают участие в составе айской свиты щелочных калиевых базальтоидов и пересечение их жилами эссексит-диабазов, бостонитов и дацитовых порфиритов с датировками в интервале 700–400 млн. лет. Из этого они делают вывод о "вендском" возрасте айской свиты; однако приведенные факты правильнее интерпретировать всего лишь как показатель более древнего чем 700 млн. лет возраста айской свиты и наложения на ее породы вендомского и палеозойского магматизма и метасоматоза. Щелочной магматизм базальтоидного типа характерен для байкальского (вендомско-кембрийского) тектоно-магматического цикла, особенно для его постконсолидационной стадии (см. главу V).

Таблица 12

Схема геолого-геохронологического расчленения и корреляции верхнего докембрического и девонского восточной части Русской плиты и Уральского региона

Надгруппа (эпоха)	Группа (прототема)	Система (фацита)	Отдел	Возраст границ, млн. лет	Южный Урал				Средний Урал		Северо-Урал		Урал		Приполярный Урал		Полярный Урал		Восточный склон Северного, Среднего и Южного Урала		Мугоджары																																																		
					Восточная часть Русской плиты		Центрально-Уральское поднятие		Вишеро-Чусовской антиклинорий		Полудов кряж		Мойво-Ишеримский и Вишерский районы		Лемвинский синклиниорий		Харьбийский антиклинорий		Орь-Илекская зона		Южно-Мугоджарская зона																																																		
					Серия	Свита, возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет	Серия	Свита, ее возраст, млн. лет																																															
Протерозой	Верхний протерозой	Кембрий	Верхний (вент)	570±15	Верхнебаулинская	Шкаповская Каировская 585 <sup>***</sup> , 595 <sup>*</sup> ; 600 <sup>***</sup>	Ашинская	Тереклинская (ε <sub>1</sub> )	Суванакская	Белегейская	Ашинская	Сылвицкая Серебрянская >520 <sup>*</sup> (хосвинская) Басегская > 500 <sup>-</sup>	Чурочная	Чувальская > 500 <sup>-</sup>	Малнинская	Малнинская (верхняя часть)	Лаптапайская (саблегорская) >520 <sup>+</sup> - 555 <sup>+</sup> , > 550	Мулюм-сюрская	Хойдышорская	Агафуровская Ново-Николаевская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская																																														
				600±18																						Кирябинская	Бакеевская 618*, 628*, 625* Укская 612*, 616*, 618*, 622*, 630*, 648*, 650*, 665*, 676* > 670 <sup>*</sup>	Каятинская	Укшук-арьянская Мазаринская >630 <sup>+</sup> 60 <sup>°</sup>	Кедровская	Клыктанская Висимская Синегорская Ослянская	Дресвинская Верхнечурочинская (ильвовожская) 628*, 625*, 628* Среднечурочинская Устьчурочинская 65 686*, 686*, 693*	Велсовская > 500 <sup>-</sup> Ишеримская >840 <sup>-</sup>	Маньинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская																												
				680±20																																								Карагауская	Миньярская 685*, 722*, 731*, 733*, 760*, 813* Изерская 876*, 885*, 910*, 921* Катавская 964* Зильмердакская 1000*, < 1160 <sup>°</sup>	Бурочинская	Верхняя толща Средняя толща Нижняя толща	Маньинская (мраморно-сланцевая толща)	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская														
				850±25																																																						Среднебаулинская	Шиханская 820* Салаватская 865*, 921* Леонидовская, 1120±20*	Уятташская	Уренгинская Зигазино-комаровская Таганайская Кувашская	Майнинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская
				1100±35																																																																			
	1350±40	Нижнебаулинская (серифимовская)	Надеждинская Калтасинская Арланская (тюрюшевская) 1470*, 1515*, 1535* <1650 <sup>+</sup>	Юрматинская	Уренгинская Зигазино-комаровская Таганайская Кувашская	Майнинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская																																																								
	1600±50															Нижнебаулинская (кыргинская)	Надеждинская Калтасинская Арланская (тюрюшевская) 1470*, 1515*, 1535* <1650 <sup>+</sup>	Юрматинская	Уренгинская Зигазино-комаровская Таганайская Кувашская	Майнинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская																																										
	1623 <sup>+</sup> , 1650 <sup>+</sup>																													Юрматинская	Надеждинская Калтасинская Арланская (тюрюшевская) 1470*, 1515*, 1535* <1650 <sup>+</sup>	Юрматинская	Уренгинская Зигазино-комаровская Таганайская Кувашская	Майнинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская																												
	1623 <sup>+</sup> , 1650 <sup>+</sup>																																											Юрматинская	Надеждинская Калтасинская Арланская (тюрюшевская) 1470*, 1515*, 1535* <1650 <sup>+</sup>	Юрматинская	Уренгинская Зигазино-комаровская Таганайская Кувашская	Майнинская (средняя часть) >548 <sup>+</sup> , >535 <sup>+</sup>	Верхнебобовская	Кокпельская	Бедамельская	Тогузак-Аякская	Узун-кай-рактинская	Кидрясовская (ε - 0 <sub>1</sub> ) >445	Чауская (ε <sub>2</sub> ) >610 <sup>M</sup> ; >560-555 <sup>-</sup>	Шебектинская Лушниковская Дангазинская	Мамбеткульская														

Цифровые значения (возраст в млн. лет) в зависимости от методов определения возраста отмечены сплошной линией - Rb-Sr, пунктиром - U-Th-Pb, точкой - Pb-Pb, нулем (справа сверху) - α-Pb (по широким), круглыми скобками - K-Ar + Rb-Sr; U-Th-Pb, без знаков - K-Ar.

Породы и минералы, использованные для датирования, обозначены (справа сверху) знаками и буквами:

° - аргиллиты,  
\* - габброиды (в основном габбро-диабазы трапповой формации),  
° - глауконит,  
+ - граниты, диориты, сиениты и их минералы,  
' - метаморфические минералы (в основном слюды),  
m - мусковит из пегматитов и кварцевых жил,  
° - осадочные фосфаты,  
t - торит,  
\*\*\* - туфовый материал,  
ц - широк (α - в аффузивных породах, о - перетолженный),  
- - аффузивные породы.

Таблица 16

Схема сопоставления докембрия востока Русской плиты и Урала (по данным автора и Д.В. Постникова)

Эпохема	Группа (протогема)	Подгруппа	Система (фигема)	Отдел	Возраст рубежей, млн. лет	Восточные районы Русской плиты														
						Серия	Вулканогенные и осадочные образования (в т.ч. метаморфизованные)	Магматизм, возраст, млн. лет	Фашии регионально-го метаморфизма, кремниевые-калевые метасоматоз	Геотектонический режим										
Протерозой	Фанерозой	Палеозой	Кембрий	Верхний (венд)	570±15	Верхнебаваринская	Терригенные отложения (молассы)	Кислые туфы - 600	Начальный метанез											
					600±18							Среднебаваринская	Перерыв	Щелоч. базальтоиды - 680	Начальный метанез, зональный диафторез (зеленосланцевая фашиа) пород кристаллического фундамента					
					680±20											Терригенно-карбонатные отложения	Щелоч. базальтоиды - 760			
					850±25													Перерыв	Преимущественно терригенные отложения	
																				верхний
					1100±35													нижний	Континентальный перерыв	Траппы - 1120±20
					1350±40													нижний (бурзаян)	Терригенно-карбонатные отложения	Траппы - 1362±29
					1600±50													нижний	Крупнейшие несогласия и перерыв	Траппы - 1596±33
					1900±100													нижний	Слюдистые кварциты и сланцы, глиноземистые гнейсы	Жильные и метасоматические граниты - 1650, гранито-гнейсы, чарнокиты - 1750-1850
Сармановская																				
2250±100	нижний	Перерыв, угловое и азимутальное несогласие	Габбро-диабазы - 1930																	
				Биотитовые сланцы и плагиогнейсы, глиноземистые гнейсы, амфиболиты, магнетитовые кварциты, пироксеновые сланцы																
2600±100	нижний	Перерыв, угловое несогласие	Граниты - 2250																	
				Черемшанская																
2600±100	нижний	Гнейсы, амфиболиты, пироксеновые кристаллические сланцы	Амфиболитовая и гранулитовая																	
				Отраденская																
Архей	верхний		Перерыв, угловое и азимутальное несогласие	Гранитоиды (?)	Амфиболитовая, Эклогитовая, гранулитовая															
											Эклогиты, амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы, основные кристаллические сланцы									

Таблица 16 (окончание)

Эпохема	Группа (протогема)	Подгруппа	Система (фигема)	Отдел	Возраст рубежей, млн. лет	Уральский регион													
						Серия	Вулканогенные и осадочные образования	Магматизм, возраст, млн. лет	Фашии метаморфизма и кремниевые-калевые метасоматоз	Геотектонический режим и его стадии									
Протерозой	Фанерозой	Палеозой	Кембрий	Верхний (венд)	570±15	Ашинская	Терригенные отложения с тиллитами	Сиалические граниты - 520-550	Амфиболитовая и зеленосланцевая	Эвгеосинклинальный	Орогенная стадия								
					600±18							Укская	Вулканогенные и терригенно-карбонатные породы	Гранитоиды, габброиды - 600					
					680±20										Терригенно-карбонатные породы	Основные эффузивы			
					850±25												Перерыв, несогласие	Дуниты, гарибургиты - 680	
																			верхний
					1100±35												нижний	Известняки, доломиты	Траппы, граниты - 850
					1350±40												нижний (бурзаян)	Терригенно-карбонатные и терригенные (конгломераты, песчаники, алевролиты) отложения несогласие	Траппы, граниты - 850
					1600±50												нижний	Перерыв, угловое несогласие	Траппы - 1030-1180, граниты, сиениты - 1080
					1900±100												нижний	Известняки, доломиты, железистые кварциты, сланцы, терригенно-вулканогенные породы	Кислые вулканы - 1335
Юрматинская																			
2250±100	нижний	Перерыв, угловое несогласие	Траппы - 1380, гранитоиды - 1370, граниты рапакиви - 1400																
				Бурзаянская															
2600±100	нижний	Известняки, доломиты, в основании - песчаники, конгломераты	Траппы, сиалические граниты - 1640																
				Бурзаянская															
Архей	верхний		Крупнейшие перерыв, угловое и азимутальное несогласие	Траппы, сиалические граниты - 1640	Диафторез пород фундамента	Интенсивная метасоматическая гранитизация (ультра-метаморфизм)	Амфиболитовая	Протогеосинклинально-платформенный	Панла-форменный										
										Слюдистые сланцы, кварциты									
Архей	нижний		Перерыв, угловое несогласие	Сиаические граниты - 1940, гранодиориты, диориты, габбро, габбро-нориты, пироксениты, основные вулканы	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Протогеосинклинально-платформенный	Панла-форменный											
									Глиноземистые гнейсы										
Архей	нижний		Перерыв, угловое несогласие	Сиаические граниты - 2260	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Протогеосинклинально-платформенный	Панла-форменный											
									Гнейсы										
Архей	нижний		Гнейсы	Основные вулканы	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Протогеосинклинально-платформенный	Панла-форменный											
									Амфиболиты										
Архей	нижний		Пироксеновые кристаллосланцы	?	Амфиболитовая	Амфиболитовая	Протогеосинклинально-платформенный	Панла-форменный											
									Плагногнейсы, амфиболиты (в ксенолитах)										

Принадлежность спилитов, порфиритов и метабазитов сураизской подсвиты пуйвинской свиты Приполярного Урала к бурзянию определяется по косвенным данным, поскольку породы последней интродуцируются гранитами, возраст которых по полевым штатам 1370 млн. лет (Белякова, 1972). Не исключено, что к бурзянскому же мезоциклу относятся также метадиабазы нижней части шокурьинской свиты николайшорской серии. Последнюю Л.Т. Белякова считает либо раннедокембрийской, либо раннерифейской. Более правомерен второй вариант, а то, что николайшорская серия приурочена к ядру одной из типичных куполовидных структур (Хобейизской брахиантиклинали), объясняется наложением байкальской складчатости, магматизма и динамотермального метаморфизма на породы рифейских (в данном случае раннерифейского) структурных этажей. О принадлежности верхней (шокурьинской) свиты николайшорской серии к рифею свидетельствуют и находки остатков водорослей (Белякова, 1972), а положение под пуйвинской свитой ограничивает ее вертикальное распространение нижним рифеем.

Окончательное установление стратиграфической принадлежности николайшорской серии Приполярного Урала, особенно ее нижней — няргинской свиты, представленной кристаллическими породами, требует постановки специальных геолого-геохронологических исследований. То же относится к породам хадатинской серии Полярного Урала. Если подтвердится раннерифейский возраст последней, то появятся основания считать, что и на Полярном Урале в бурзянском мезоцикле проявлялся базальтоидный и сиалический магматизм, поскольку хадатинская серия сложена в основном амфиболитами, кристаллическими сланцами и плагиогнейсами (частью магматического происхождения), а перекрывающая ее с перерывом и угловым несогласием щучинская серия несет в основании гальку амфиболитов и гнейсов (Раабен, 1959). Известны также продукты зонального метаморфизма<sup>1</sup>.

Завершающий этап раннерифейского мезоцикла ознаменовался оживлением базальтоидного магматизма. В пределах мигеоэпиклиальной области Южного Урала к этому времени относятся образование одной из разновидностей габбро из Копанского массива (1428 млн. лет), внедрение Бердяшского плутона гранитов рапакиви, начало становления Губенского гранитного массива и др. Этот этап характеризуется заложением зон долгоживущих глубоких разломов (на Южном Урале — Ахтенско-Александровский, Кусинско-Зюраткульский структурные швы и другие менее крупные дизъюнктивные нарушения), вдоль которых, кроме внедрения магматических тел, проявляются катаклаз, рассланцевание, перекристаллизация, а иногда и гидротермально-метасоматическая

<sup>1</sup>Во время подготовки данной работы к изданию опубликованы новые данные (Удовкина, 1975) о возрасте флогопита из каринтинового эклогита (1560±40 млн. лет; Марун-Кеусская структура Полярного Урала).

Таблица 13

Геохронологические данные по породам Бердяужского массива (Южный Урал)

№ п/п	Проба, образец	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы	K-Ar
1	54-43	Ст. Бердяуж, гранитный карьер 2, северная стенка, восточная часть	Гранит темносерый	Биотит	1415*
2	3820	Там же, карьер 1	Гранит рапакиви	Биотит	1320*
3	53-34	Там же, ю.-в. часть карьера	Гранит розовый рапакивиобразный	"	1385*
4	3821	Там же, карьер 1	Гранит темно-серый	"	1380*
5	23358	Ст. Бердяуж, восточная краевая часть плутона	Гранит рапакиви	Валовая проба Биотит Циркон	1410±10* - -
6	63-62	Бердяужский карьер	Гранит биотитовый	Валовая проба Биотит	- -
7	K-1	Ст. Бердяуж, гранитный карьер	Гранит рапакиви	Циркон	-
8	1	Там же	То же	Циркон ярко-коричневого цвета, правильной призматической формы	-
9	2	"	"	То же	-
10	5112	Разные карьеры около ст. Бердяуж	Граниты рапакиви крупнозернистые	Валовая проба	-
11	5116			ба и циркон из нее	-
12	21	5-й правый приток р. Сатки	Гранодиорит рапакивиобразный розовато-серый	Валовая проба	-
13	35	Верховье 5-го правого притока р. Сатки	Порфиroidный гранит розовато-серый	Валовая проба	-

Rb-Sr	U-Th-Pb				Принятое значение возраста, млн. лет	$\alpha$ -Pb (изохронный свинцовый)	Автор, год
	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>			
	Pb <sup>206</sup>	U <sup>238</sup>	U <sup>235</sup>	Th <sup>232</sup>			
-	-	-	-	-	-	-	Овчинников, Гаррис, 1960
-	-	-	-	-	-	-	Гаррис, 1973б
-	-	-	-	-	-	-	Овчинников, Гаррис, 1960.
-	-	-	-	-	-	-	Гаррис, 1973б
1440*	-	-	-	-	-	-	Овчинников, Дунаев, 1964
-	-	-	-	-	-	1390	Краснобаев, 1964
1285 $\pm$ 5	-	-	-	-	1300*	-	Дунаев, Дурнева, 1966; Дунаев, Панаева, Степанов, 1972
1278	-	-	-	-	-	-	Краснобаев, 1966
-	-	-	-	-	-	1260 $\pm$ 100	Краснобаев, 1966
-	1466	1452	1446	830	-	-	Тугаринов, Бибикова, Краснобаев, Макаров, 1970
-	-	-	-	-	1430*	(1390)*	
-	1404	1016	1132	700	-	-	
-	1575	1510	1535	1595	1575	-	Салоп, Мурина, 1970
1560 $\pm$ 30	-	-	-	-	-	-	
-	-	-	-	-	-	-	

Таблица 13 (окончание)

№ п/п	Проба, образец	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы	K-Ar
14	48	Водораздел между 5 и 6-м правыми притоками р. Сатки	Граносиенит розово-серый (кварцевый сиенит)	Валовая проба	-
15	A-1226	Гора Вилесова	Нефелиновый сиенит	Концентрат амфибола	1370

Среднее из пяти определений K-Ar методом и из девяти определений, отмеченных знаком \*, 1389 млн. лет; среднее из этих значений плюс 1560 и 1575 млн. лет - 1422 млн. лет. Номера 12-14 - образцы из колл. А.Н. Заварицкого (1958, стр. 362, 387, 365, 489): обр. 21 - нефелиновый сиенит (в виде глыб в русле р. Пятой), обр. 35 - темная габбровидная порода с сильно эпидотизированным полевым шпатом (водораздел Четвертой и Пятой речек), обр. 48 - сиенит (западный склон горы между Пятой речкой и наиболее значительным из ее притоков). Таким образом, при получении

минерализация. К продуктам такой переработки относятся, например, измененные порфиробласты микроклина из катаклазированного гнейса тараташской серии с горы Бильдиш (1452 млн. лет), слюды и полевые шпаты из гранито-гнейсов, гнейсов и кристаллических сланцев, известных в пределах названных структурных швов, показавшие значения 1425-1480 млн. лет. Приведенные датировки, по-видимому, "гибридные" (результат неполного удаления накопления аргона при метаморфической переработке пород).

Бердяшский интрузивный комплекс, детально исследованный А.Н. Заварицким (1937), в последние годы стал предметом геохронологической дискуссии. Начиная с 1960 г. большинство изучавших его геологов и геохронологов (Е.В. Бибилова, М.А. Гаррис, В.А. Дунаев, Н.Н. Дурнева, В.М. Келлер, А.А. Краснобаев, В.А. Макаров, Л.Н. Овчинников, М.В. Панова, Д.В. Постников, А.И. Степанов, А.И. Тугаринов) на основании удовлетворительно сходящихся результатов четырех независимых методов (табл. 13) относят граниты рапакиви к концу раннего рифея. Датировки рапакиви и их породообразующих минералов лежат в интервале 1440-1360 млн. лет со средним значением 1420 млн. лет. Возраст амфибола из более позднего, но по возрасту близкого к рапакиви нефелинового сиенита, 1370 млн. лет (Дунаев и др., 1972). В то же время, по данным Л.И. Салопа и Г.А. Муриной (1970), взятые из раз-

Rb-Sr	U-Th-Pb				Принятое значение возраста, млн. лет	$\alpha$ -Pb (изохронный свинцовый)	Автор, год
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$			

Дунаев,  
Панова,  
Степанов,  
1972

наиболее древней датировки ( $1560 \pm 30$  млн. лет), которая приписывается гранитами рапакиви, три образца из пяти (21, 35 и 48) не являются гранитами. По А.Н. Заварицкому, сиениты и габбровидная порода отобраны из отдельных перемешанных глыб в весьма плохо обнаженном районе, в связи с чем их взаимоотношения с рапакиви остались невыясненными. А.Н. Заварицкий обращает внимание на обычную приуроченность к сиенитам ксенолитов, что свидетельствует о контаминированности сиенитов более древним материалом.

личных карьеров граниты рапакиви, порфириовидные граниты, рапакивиобразный гранодиорит и граносиенит по рубидий-стронциевой изохроне датированы в  $1560 \pm 30$  млн. лет. Изохрона по минералам показала возраст 1260 млн. лет, а единственная проба циркона - 1510-1575 млн. лет. Три образца из пяти, использованных авторами для построения рубидий-стронциевой изохроны (образец 14 был забракован, как несущий вторичные изменения), относятся к коллекциям А.Н. Заварицкого, который характеризует их иначе, чем Л.И. Салоп (см. примечания к табл. 13).

Не вдаваясь в детали, хотя и они в данном случае весьма существенны, остановимся на главном - взаимосвязанной интерпретации геологических и геохронологических данных, характеризующих единственный на Урале массив гранитов рапакиви.

К числу бесспорных геологических фактов, установленных А.Н. Заварицким и подтвержденных при дальнейшем изучении Бердяшского комплекса, относятся следующие.

1. Граниты рапакиви Бердяшского комплекса интродуцируют доломиты саткинской свиты, а с юго-восточной стороны массива - глинистые сланцы неясной стратиграфической принадлежности. Галька гранитов Бердяшского массива установлена в породах зильмердакской свиты в хр. Сулей (Гарань, 1969).

2. Приконтактовые изменения осадочных пород выражены слабо (в основном в форме ороговикования). Настоящие скарны в контактах рапакиви отсутствуют. Они известны лишь в контактах более поздних белых гранитов горы Корсакаловки (в том числе вблизи гранитной дайки).

3. Петрографический состав пород, слагающих Бердяушский интрузивный комплекс, весьма разнообразен. Кроме гранитов рапакиви, известны диориты, гибридные сиенит-диориты, сиенит-порфиры, эгирин-авгитовые жильные граниты, грубозернистые граниты, белые граниты, аплиты, кварцевые порфиры, различные лампрофиры, габбро-диабазы и др. Гибридные породы основного состава развиты среди гранитов в виде более или менее значительных участков, включений и ксенолитов, причем в некоторых ксенолитах имеются овоиды полевого шпата с олигоклазовой каймой.

4. После образования гранитов рапакиви последовала интрузия более щелочной магмы, давшая начало щелочным сиенитам и внедрившимся еще позднее нефелиновым сиенитам, которые в свою очередь пересекаются мелкозернистыми сиенитами (Дунаев и др., 1972).

5. Кроме явлений гибридизма, в формировании гранитов рапакиви принимали участие процессы позднейшего метасоматоза, с которыми А.Н. Заварицкий связывал образование олигоклазовой каймы вокруг овоидов калиевого полевого шпата. По нашим наблюдениям не только олигоклазовая кайма, но и сами овоиды представляют собой продукт глубинного метасоматоза, так как они переполнены пойкилобластиками первичных минералов, в том числе биотита. В восточной части массива нами отмечены полосчатая текстура гранитов с простираем "слоистости", соответствующим общему простираению вмещающих пород, что свидетельствует о метасоматическом замещении последних.

6. Минеральный и химический состав гранитов рапакиви характеризуется невыдержанностью. В целом, по А.Н. Заварицкому, они представляют своеобразный тип рапакиви, отличающийся по петрохимическим характеристикам и от украинских и от Выборгских рапакиви повышенным содержанием фемических элементов и другими особенностями.

7. После образования перечисленных разностей интрузивных пород, слагающих Бердяушский комплекс, последний подвергся по зонам трещиноватости пневмато-гидротермальным воздействиям с участием фтора (флюорит).

Таким образом, Бердяушский "плутон" вырисовывается как сложно построенный многоэтапный и многофазный интрузивный комплекс. Слагающие большую его часть граниты рапакиви формировались на значительной глубине под влиянием процессов гибридизма (Заварицкий, 1958, стр. 613, 614 и др.) и при участии послемагматического глубинного метасоматоза. На глубинность формирования рапакиви, по А.Н. Заварицкому, указывает, в частности, отсутствие скарнов. Порфиroidность рапакиви — следствие медленного темпа внедрения магмы.

Среди основных пород, вероятнее всего послуживших материалом для контаминации, следует назвать раннепротерозойские габброиды и пироксеновые кристаллосланцы, слагающие фундамент этой зоны и известные по тараташскому комплексу, а возможно, кроме того, и вулканиты айской свиты.

При интерпретации перечисленных материалов, предложенной Д.В. Постниковым и разделяемой автором, необходимо учитывать следующие положения.

1. Повышенное содержание общего стронция в гибридных рапакиви с большим количеством шпиров основного состава (Дунаев, Дурнева, 1966; Салоп, Мурина, 1970) свидетельствуют о большой роли ассимиляции основных пород в процессе образования рапакиви. Высокое значение исходного отношения изотопов стронция 87/86 (0,740–0,750, 0,769) указывает также на продолжительность преобразования вещества субстрата, среди которого развивался очаг, породивший магму рапакиви, а следовательно, и на достаточно древний возраст этого субстрата.

2. Как показал Н.Г. Судовиков (1967), формирование рапакиви – весьма длительный, многостадийный процесс. Наибольшую длительность имеет начальная стадия – развитие на большой глубине процессов метасоматической гранитизации и порфиروبластеза в условиях интенсивного привноса щелочей. Эти процессы в зависимости от характера тектонических условий могут иметь прерывистый многофазный характер. В следующую, также продолжительную стадию происходит внедрение в вышележащий структурный этаж и затем, в третью стадию – окончательное становление интрузий. Нет никаких оснований отрицать такую последовательность формирования для Бердяушского массива; наоборот, приведенные геологические и геохронологические данные свидетельствуют о многостадийности и многофазности его образования.

3. Применение изохронного Rb–Sr метода основано, как известно, на том, что по совокупности “валовых” проб можно определить время изотопной гомогенизации стронция в том или ином объеме генетически связанных разновозрастных образований. Это означает, что изохронная датировка  $1560 \pm 30$  млн. лет относится к завершению первой стадии формирования бердяушских рапакиви, т.е. к стадии глубинного метасоматоза и порфиروبластеза. Датировки по неизохронному Rb–Sr методу, а также изохрона по отдельным минералам, и тем более данные K–Ar и U–Th–Pb методов по магматическим минералам, фиксируют время “закрытия системы”, т.е. кристаллизации магмы. Именно этот процесс, сопровождающий внедрение рапакиви и непосредственно следующий за ним, и датируется близкими друг другу возрастными значениями (в среднем 1390 млн. лет).

Более поздние магматические и метасоматические образования, наложенные на Бердяушские граниты рапакиви, по возрасту относятся к границе юрматинского и тиманского мезоциклов, к вендомию и даже к палеозою. Наиболее древнее значение, полученное по циркону U–Th–Pb методом (табл. 13), вероятно удревнено из-за при-

Таблица 14

Сопоставление основных геохронологических данных по Губенскому,

№ п/п	Проба	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы	K-Ar
Губенский массив					
1	1486	По дороге из пос. Магнитка в г. Златоуст в 1,5 км от железнодорожного переезда	Бiotитовый гранито-гнейс	Биотит	1380
2	1276	Кусинский комплекс	Плаггиогранит (дайка в амфиболите)	"	1370
3	3619	К ССЗ от г. Златоуста	Биотит-мусковитовый гранито-гнейс	Валовая проба	-
4	3619Г	Карьер на западной окраине г. Златоуста. Контакт с вмещающими биотитовыми сланцами	Биотитовый гранито-гнейс, мелкозернистый, сильно рассланцованный, мусковитизированный	Калиевый полевой шпат	-
5	3618	К ССВ от г. Златоуста на широте пос. Магнитка	Биотитовый гранито-гнейс	Валовая проба	-
6	3618Г	Западная окраина г. Златоуста	Биотитовый гранито-гнейс мелкозернистый	"	-
		Карьер, центральная часть		Калиевый полевой шпат	-
7	3612	К ССВ от г. Златоуста	Биотитовый гранито-гнейс	Валовая проба	-
8	3622	Там же	То же	"	-
9	3609	"	"	"	-
10	3611	"	"	"	-
11	3а	Губенский массив	Гранито-гнейс	Циркон розовый, прозрачный, изометричной формы	-
12	3б	Там же	То же	Циркон коричневый (непрозрачные призматические кристаллы)	-
13	3622Г	Пос. Куваши	"	Калиевый полевой шпат	-
14	4а	Рябиновский массив	Гранит	Циркон в призматических зернах	-

Рябиновскому и Кусинско-Копанскому комплексам (Южный Урал)

Rb-Sr	U-Th-Pb				Принятое значение возраста	Автор, год
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		
<u>Губенский массив</u>						
-	-	-	-	-	-	Данные ИГ БашФАН СССР
-	-	-	-	-	-	
1474 $\pm$ 10	-	-	-	-	-	Дунаев, Дурнева, 1966
1287	-	-	-	-	-	Овчинников, Дунаев,
450	-	-	-	-	-	Краснобаев, 1964
1311 $\pm$ 3	-	-	-	-	-	Дунаев, Дурнева, 1966
1314	-	-	-	-	-	Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964
1180	-	-	-	-	-	
1288 $\pm$ 21	-	-	-	-	-	Дунаев, Дурнева, 1966
1243 $\pm$ 16	-	-	-	-	-	
1108 $\pm$ 78	-	-	-	-	-	
1056 $\pm$ 29	-	-	-	-	-	
-	1340	700	770	806	1350	Тугаринов, Бибилова, Краснобаев, Макаров, 1970
-	850	610	656	744	-	Они же
980 $\pm$ 30	-	-	-	-	-	Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964
-	1380	1172	1236	-	-	Тугаринов, Бибилова, Краснобаев, Макаров, 1970

Таблица 14 (продолжение)

№ п/п	Проба	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы	K-Ag
15	46	Рябиновский массив	Гранит	Циркон в крупных призматических зернах	-
16	5	Там же	"	Циркон в изометрических кристаллах	-
<u>Кусинско-Копанский комплекс</u>					
17	3938	Копанский массив	Габбро	Биотит	1428
18	466	Кусинское месторождение, скв. 93	Флогопитовый сланец	Флогопит	1370
19	A899	Кусинско-Копанская интрузия	Амфиболит	Роговая обманка	1305
20	A1085	Кусинско-Копанская интрузия. Кусинское месторождение, скв. 161, гл. 622 м	Габбро-амфиболит	"	1290
21	A987	Копанский массив	Габбро-диабаз	Валовая проба	1115+45
22	A35	"	"	"	-
23	A35	"	Габбро-пегматит	Биотит	-
24	1458	Кусинское рудное поле. Скв. 173, гл. 614 м Жильные тела из района Бердяуш и Бакал	Амфиболит биотитизированный	"	1050
25	106	Бердяушский комплекс	Сиенит, секущий граниты рапакиви	Пироксен-плагноклазовая фракция	1030
26		Бердяушский массив, карьер 1	Габбро-диабаз, прорывающий доломиты саткинской свиты	Валовая проба	1080

Rb-Sr	U-Th-Pb				Принятое значение возраста	Автор, год
	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		

- 1300 1210 1230 1710 1350

- 1360 2040 1710 - -

Кусинско-Копанский комплекс

- - - - - - Данные ИГ БашФАН СССР

- - - - - -

- - - - - - Овчинников, Панова и др., 1966

- - - - - - Овчинников, Дунаев, 1968

- - - - - - Овчинников, Степанов и др., 1969

1033 - - - - - Дунаев, Дурнева, 1966

1095 - - - - - Ленных, 1966

- - - - - -

- - - - - -

- - - - - - Данные ИГ БашФАН СССР

Таблица 14 (окончание)

№ п/п	Проба	Место взятия пробы	Порода	Минерал, характер пробы	К-Аг
<u>Кусинско-Копанский комплекс</u>					
27		Бердяушский массив	Рапакивиобразные граниты	Микроклин-пертит из овоидов	1190- 1125
28		Бакальское месторождение, карьер Иркжскан	Габбро-диабаз, секущий бакальскую свиту	Валовая проба	1040

Для Губенского массива (лейкократовый, слаборагнейсованный гранит из района г. Златоуст) и для Рябиновского массива (пос. Куваши) имеются

меси циркона из гибридных пород или из ксенолитов вмещающих пород, так как для многокилограммовой пробы (обр. 5116), да еще отобранной из различных мест, присутствие подобных мелких реликтов, в той или иной степени замещенных минералами рапакиви, исключить очень трудно.

Интересно, что средние значения возраста бердяушских гранитов рапакиви как по пяти аргоновым датировкам, так и по девяти датировкам с учетом рубидий-стронциевых и уран-торий-свинцовых идентичны (1390 млн. лет). Это значение (округленно 1400 млн. лет) и характеризует внедрение плутона и закрытие системы. Оно вполне согласуется со всеми геологическими данными как по бурзянскому, так и по более древним и более молодым структурным этапам.

Этап первоначального (глубинного) становления рапакиви следовал за консолидацией структуры Восточно-Европейской платформы в конце среднепротерозойского мезоцикла. В тараташском комплексе синхронно с рапакиви в мигматитах развивались небольшие послонные гранитные инъекции (1401 млн. лет, гора Камушек, данные А.Н. Гревцовой). Благодаря высокой контаминированности магмы рапакиви веществом основного состава некоторые исследователи (Штейнберг, 1969; Палей; 1971) относят ее к базальтоидному петрогенетическому типу и рассматривают формацию рапакиви как продукт продолжительной дифференциации ряда габбро-гранитных формаций.

Второй сложный комплекс магмато-метасоматического происхождения, начавший формироваться в конце бурзяния, близко ко времени внедрения бердяушских рапакиви, приурочен к зоне Кусинско-Зюраткульского структурного шва. В этот пространственно единый комплекс входят как интрузивные микропегматитовые граниты базальтоидного типа, известные в составе Рябиновского массива (Штейнберг, 1969), так и метасоматические сиалические гнейсо-

U-Th-Pb					Принятое значение возраста	Автор, год
Rb-Sr	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{206}}$	$\frac{Pb^{206}}{U^{238}}$	$\frac{Pb^{207}}{U^{235}}$	$\frac{Pb^{208}}{Th^{232}}$		

Кусинско-Копанский комплекс

-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-

данные  $\alpha$ -свинцового метода (Краснобаев, 1966) - соответственно по циркону пробы К-32  $1040 \pm 100$  млн. лет и пробы Р-1  $1260 \pm 130$  млн. лет.

граниты Губенского массива, развитые по породам кувашской свиты (Виноградская, 1963).

Геохронологические исследования (в основном В.А. Дунаева, В.И. Ленных, А.А. Краснобаева и Л.Н. Овчинникова; табл. 14) позволили выявить длительность образования и этого комплекса, а детальное петрографическое изучение губенских гранито-гнейсов (Виноградская, 1963; Карпова, 1971) показало, что последние почти всегда включают остатки вмещающих пород. Различная степень метасоматической "проработки" пород субстрата обусловила повышенный разброс радиологических датировок. Удревнение последних скорее всего связано с присутствием реликтов слабеперекристаллизованных пород. Не исключено, что приведенное (табл. 14, № 3) максимальное возрастное значение ( $1474 \pm 10$  млн. лет) относится именно к этой категории. Определение по биотиту (1380 млн. лет) датирует непосредственно губенские граниты, поскольку эта проба лишена реликтов исходных пород. Остальные датировки характеризуют более молодые гранитоиды, относящиеся уже к границе бурзяния и юрматия или к последнему, а также "омоложенные" при позднейшем огнейсовании разности губенских гранито-гнейсов и гранитов. Наиболее подверженные "омоложению" под влиянием процессов гранитизации цирконы из губенских и рябиновских гранитов имеют возраст (Тугаринов и др., 1970) 1350 млн. лет (табл. 14), что определяет завершение кристаллизации, а вместе с другими данными - рубеж бурзянского и юрматинского мезоциклов.

К этой же Кусинско-Зюраткульской зоне приурочен Кусинско-Копанский габбро-диабазовый комплекс, начало формирования которого относится к концу бурзянского мезоцикла (биотит из габбро Копанского массива - 1428 млн. лет, табл. 14, № 19). О наличии доюрматинских габброидов свидетельствуют также находки в конгломератах зигальгинской свиты обломков габбро-диабазов. Да-

тировки биотитов и флогопитов из Кусинского района (1380–1370 млн. лет) показывают, что в завершающий этап бурзянского мезоцикла в зоне названного структурного шва начались метасоматические и анатектонические процессы, с которыми и связано образование гранито–гнейсов, плагиогранитов, а в рудном поле Кусинского месторождения – флогопитовых метасоматитов (табл. 14, № 20).

Гранитоиды того же возраста (1370 млн. лет), как отмечено выше, известны и на Приполярном Урале, где они интродуцируют пуйвинскую свиту ляпинской серии (Белякова, 1972). Для Северного Тимана имеется единичное аргонное определение возраста калиевых полевых шпатов из гранитов Большого Камешка 1300 млн. лет (Мальков, Пучков, 1963). Можно высказать предположение, что вмещающие породы относятся скорее к нижнему, чем к среднему рифею, поскольку калишпаты в силу своего либо более позднего метасоматического происхождения, либо в связи с потерями радиогенного аргона обычно характеризуют верхний возрастной предел гранитных интрузий. Не исключено, что граниты Северного Тимана – возрастные аналоги губенских или рябиновских гранитов.

Рубеж между бурзянским и юрматинским мезоциклами, согласно представлений ряда исследователей, фиксируется фазой складчатости: бакальской – по М.И.Гараню (1969 др.), шатакской – по Б.М. Келлеру (1973).

Отголоски активизации магматизма в конце раннерифейского мезоцикла известны в пределах Русской плиты. В Волго–Уральской области прослой измененных основных эффузивов и вулканогенно–осадочных пород приурочены к верхней – надеждиной свите нижнего рифея, сохранившейся от размыва в наиболее погруженной части Калтасинского прогиба Западной Башкирии (Клевцова, Иванова, 1972; Иванова, 1973). Более молодые, фиксирующие рубеж бурзяния и юрматиния, – габбро–диабазы (Надеждино, Карача–Елга), интродуцирующие калтасинскую свиту, диабазовые порфириты из Удмуртии, прорывающие нижний рифей, сиенит–диориты из Пермской области (соответственно 1366 и 1321, 1350, 1370 и другие со средним значением 1360 млн. лет). Формирование новых разломов в теле кристаллического фундамента и внедрение интрузий сопровождалось явлениями милотинизации, рассланцевания, привнесом железо–магнезиальных силикатных и карбонатных растворов, что приводило к диафорированию пород фундамента и, как следствие, к “омоложению” датировок измененных пород. Подобные случаи отмечены для катаклазированных гранито–гнейсов из Куйбышевской области (1340 млн. лет), диоритов из той же области и полевых шпатов из рассланцованных амфиболитов, вскрытых в Кировской области (1380 млн. лет), рассланцованных и гидротермально–измененных амфиболитов из ТАССР (1320 млн. лет) и др.

Разновидности эпигенетически измененных пород кристаллического фундамента при неполной их перекристаллизации показывают “промежуточные” между 1600 и 1300 млн. лет значения (Гаррис, Постников, 1973). То же отмечено выше и для пород нижнего докембрия Тараташского выступа кристаллического фундамента.

Начало юрматинского мезоцикла ознаменовалось вулканизмом контрастного характера (липарит-базальтовая формация), продукты которого вместе с конгломератами, песчаниками и сланцами составляют толщу машакской (шатакской, кувашской) свиты. Непосредственное залегание машакских конгломератов на бакальской (юшинской) свите со стратиграфическим несогласием и с галькой пород последней в основании, несмотря на трансгрессивное перекрытие машакской свиты зигальгинской (таганайской) свитой (Гарань, 1969; Ротарь, Швецов, 1973), однозначно свидетельствует о принадлежности машакской свиты к юрматинскому структурному этажу. Представления (Смирнов, 1963 и др.) о более молодом возрасте машакской свиты, возможно, основаны на том, что за машакскую свиту принимаются сходные с ней образования другого возраста. Радиологически машакские вулканы изучены недостаточно вследствие их измененности. Не исключено, что и максимальная (1335 млн. лет) датировка, полученная по наиболее сохранившему кайнотипному порфиру, тоже "омоложенная". Перекристаллизованные серицитизированные, хлоритизированные, окварцованные и катаклазированные вулканогенные породы с хр. Шатак (колл. М.Е. Раабен), показали большой разброс значений — в пределах 748–658 млн. лет. Последние могут рассматриваться лишь как свидетельство наложения на машакские эффузивы более позднего (в основном бакальского) метаморфизма. К байкальскому же циклу относится секущая машакские эффузивы дайка пород основного состава (590 млн. лет). Тот же возраст имеют продукты метаморфизма, наложенного на кварциты загальгинской свиты вблизи хребта Большой Шатак.

Процессы метасоматической гранитизации в зоне Кусинско-Зюраткульского разлома продолжались и в юрматинском мезоцикле, а также (локально) и в более позднее время (табл. 14). При этом часть гранито-гнейсов, относимых к Губенскому "массиву", развивалась по породам машакской (куваташской) свиты (Гарань, 1969).

Возрастное значение 1430 млн. лет, полученное по отношению изотопов свинца 206 и 207 (Ершов, и др., 1969), содержащихся в фосфатном цементе песчаников зигальгинской свиты, по Д.В. Постникову может рассматриваться как отражающее "средний" возраст источников сноса терригенного материала.

Для более молодых отложений среднего рифея Башкирского антиклинория известно лишь одно определение — 1263 млн. лет, полученное по глаукониту из авзянской свиты (Полевая, Казаков, 1962).

Завершение юрматинского мезоцикла на Южном Урале фиксируется повторными внедрениями габброидов в зоне Кусинско-Зюраткульского шва, в основном слагающих вместе с более ранними габброидами Кусинско-Копанский комплекс. Он включает конкордантные интрузивные залежи Кусинско-Чернореченского и более южных — Медведевского, Копанского и Маткальского "массивов", оказавшие метаморфизирующее воздействие на породы айской, саткинской, бакальс-

кой, кувашкой и зигальгинской свит, а также на губенские и рябиновские гранитоиды (Штейнберг, 1969; Карпова, 1971). Имеются и более молодые граниты, образующие дайки, секущие габбро Маткальского массива.

В формационном отношении габброиды Кусинско-Копанского комплекса отнесены Д.С. Штейнбергом к трапповой формации, а авторами "Карты магматических формаций СССР" - к перидотит-пироксенит-норитовой формации, характерной для стадии постконсолидационной активизации складчатых областей. Однако в связи с тем, что для габбро-норитов, известных в Кусинском рудном поле (шахта Центральная), получены (Краснобаев, и др., 1972) резко удревленные возрастные значения (см. выше), габбро-норитовые тела авторы рассматривают как приподнятые в зоне Кусинско-Зюраткульского глубинного разлома крупные блоки (отторженцы) пород, слагающих раннедокембрийские структурные этажи.

В пределах названного рудного поля выявлены не только габброиды, но и другие породы (плагиогнейсы, кристаллические сланцы) раннепротерозойского возраста. Независимо от недостаточности обоснования дораннепротерозойского возраста этих габбро-норитов, они несомненно чужды Кусинско-Копанскому комплексу, о чем свидетельствует дискордантное (поперечное по отношению к Кусинскому массиву) их залегание (Краснобаев и др., 1972). Среди габброидов (Маткальский массив) небольшие тела и обособления образуют пироксениты и горнбледиты (Карпова, 1971), так что в числе разновидностей основных пород Кусинско-Копанского комплекса, возможно, развиты, кроме членов трапповой формации, синхроничных несомненным траппам Русской плиты, также представители перидотит-пироксенит-габбровой формации.

Большая часть интрузивных залежей Кусинско-Копанского комплекса, а также жильные граниты и пегматоидные инъекции, пересекающие Тараташский комплекс, мелкозернистые сиениты, прорывающие рапакиви Бердяшского массива и различные метасоматиты, имеют возраст 1020-1180 млн. лет (табл. 13 и 14). Они приурочены к породам среднерифейского структурного этажа и не затрагивают более молодой - позднерифейский. В том же интервале лежат датировки зонально-метаморфических образований, известных в Кусинско-Зюраткульской и Ахтенско-Александровской тектонических зонах. К этому же времени относятся и процессы амфиболитизации, флогопитизации, огнейсования, рассланцевания и другие проявления метаморфизма и диафтореза, наложенные на интрузивные тела названных комплексов. Крупные порфиробласты микроклин-пертита из рапакивиобразных гранитов Бердяшского массива показывают близкие возрастные значения (1125, 1130, 1190 млн. лет), что можно рассматривать двояко - либо как результат глубинного щелочного метасоматоза, имевшего место в конце среднего рифея, либо как следствие потери микроклином накопленного ранее радиогенного аргона под влиянием прогресса при внедрении сиенитов, габбро-диабазов и других жильных тел. Для однозначного решения этого вопроса

необходимо провести специальные методические исследования, в частности снятие аргонограмм.

В более северных и южных районах Урала магматические и метаморфические образования юрматинского мезоцикла радиологически изучены слабо. Сопоставление машакской (кувашской) свиты со свитами гнейсо-амфиболитового комплекса (кусоканской, каменнодольской, салдинской, мурзинской), восточного склона Урала, относимых М.И. Гаранем, П.М. Есиповым и Н.Ф. Мамаевым (1963) к среднему рифею, полученными значениями возраста, датирующими время наложенного метаморфизма, доказать трудно, так как наиболее древние метаморфические минералы принадлежат к байкальскому циклу. Это, естественно, не исключает рифейский возраст исходных амфиболитизированных и огнейсованных пород.

Пластовые рутилоносные амфиболиты центральной зоны севера Урала и Пай-Хоя, залегающие среди мигматизированных кристаллических сланцев и относящиеся к добайкальским образованиям (Фишман и др., 1972), по всей вероятности, аналоги Кусинско-Копанского габбро-диабазового комплекса.

На Приполярном Урале граница между средним и поздним рифеем отмечена становлением гипабиссальных гранитоидов, поскольку в базальных конгломератах хобеинской свиты, трангрессивно перекрывающей граниты I и II фаз массива Мань-Хамбо, присутствуют продукты разрушения этих гранитов, а среди них — ферриторит; датировка его дала  $1100 \pm 50$  млн. лет (Белякова, 1972; Щербин, 1974)<sup>1</sup>. Одновременно это служит указанием на послееюрматинский возраст хобеинской свиты, хотя одного определения, да еще по переотложенному материалу, для однозначного вывода, конечно, недостаточно.

Несколько датировок, свидетельствующих о проявлении траппового магматизма среднерифейского возраста, известны для Тимана (Мальков, 1969; Мальков, Плякин и др., 1972). Возрастные значения силла диабазы, залегающего на р. Бобровой (Четласский Камень) в паунской подсвите, перекрытой, по Б.А. Малькову с соавторами (1972), четласской свитой, лежат в интервале 1065–1230 млн. лет (среднее из пяти определений 1192 млн. лет). Возраст метаморфических слюд из филлитов четласской свиты из скв. Большие Пороги, 1–1130 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). Если правильны стратиграфические привязки этих скупых данных, то можно сомневаться в принадлежности четласской свиты к верхнему рифею (Раабен, 1971), а тем более к вендомю (Разнищын, 1968). Скорее она относится к среднему рифею, как это показано рядом авторов (Смирнов, 1964; Волочаев, 1967) и отражено в табл. 12. Ю.Д. Смирнов (1964) для Тимана выделяет даже особый "башкирский тектоно-магматический цикл" в границах 1400–1100 млн. лет, завершившийся "авзянской фазой складчатости". К этому циклу названный автор относит формирование не

<sup>1</sup> U-Th-Rb метод, данные И.Л. Лучинина.

только четласской, но и нижележащей светлинской свиты. Перерыв и угловое несогласие (Раабен, 1971) между ними, однако, свидетельствуют скорее в пользу принадлежности светлинской свиты, а также всей барминской серии Северного Тимана (Гецен, 1972) к более древнему – раннерифейскому мезоциклу.

В пределах Волго–Уральской области также известны проявления магматизма, относящиеся к концу юрматиния. Отложения среднего рифея здесь датированы по глауконитам из нижнесерафимовской свиты разрезов скважин Серафимовка, 119 и Леонидовка, 352, показавшим возраст 1290 и 1336 млн. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964). По гидрослюдам из аргиллита серафимовской свиты получено близкое значение – 1270 млн. лет (Зайдис, 1973).

Верхний возрастной предел юрматинского мезоцикла здесь устанавливается по возрасту габбро–диабазов трапповой (Веселовская и др., 1960; Ушакова, 1964; Кирсанов, 1966; Постников, 1968; Якобсон, 1968) формации, пересекающей серафимовские отложения вплоть до верхнесерафимовской свиты, но не внедрившейся в вышележащую среднебавлинскую (кушкульскую) серию. Интрузивные залежи и дайки варьируют по составу от оливиновых габбро–диабазов до кварцевых диабазов (Постников, 1968). Они вскрыты рядом буровых скважин на Орьебашской, Воядинской, Мензелинской, Старо–Петровской, Чекмагушской и других площадях (Гаррис, Постников, Попов и др., 1967; Казаков и др., 1967). Возраст их 940–1220 млн. лет со средним значением по 22 датировкам 1119 млн. лет (по Д.В. Постникову).

Приведенные по Уралу и востоку платформы данные дают основание считать, что граница между среднерифейским и первым поздне-рифейским мезоциклами имеет возраст  $1100 \pm 30$  млн. лет. Рубеж среднего и позднего рифея, по М.И. Гараню, фиксирует авзянская фаза складчатости. Эпоха тектоно–магматической активизации, имеющая названный абсолютный возраст, выделена на мировом материале под названием гренвильской (Тугаринов, Войткевич, 1970). Близкий возраст (1130 млн. лет) имеют “свеконорвежская регенерация” (Магнуссон, 1963) и сатпурская активизация.

#### ПЕРВЫЙ ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ МЕЗОЦИКЛ

Рубеж между средним и поздним рифеем на Урале и в восточных районах платформы, как известно, отмечен крупными поднятиями, вызвавшими довольно длительный континентальный перерыв. Осадконакопление в начале позднего рифея протекало в субазаральных условиях (аллювиальные отложения зильмердакской, леонидовской и боровской свит, следы каолиновой коры выветривания и др.).

В разрезе верхнего рифея (тимания) выявлено (Раабен, 1971, 1972; Келлер, 1973б) внутреннее (между инзерской и миньярской свитами) стратиграфическое несогласие, к которому приурочено существенное изменение органического мира. По довольно обильным радиологическим датировкам глауконитов (табл. 12) этот рубеж

находится в интервале между 815 и 875 млн. лет. Оказалось, что к соответствующему отрезку времени на Урале приурочены также многочисленные проявления эндогенной активизации – внедрение гипабиссальных интрузий различного состава, излияния базальтоидов, динамотермальный и зональный гидротермальный метаморфизм. Это позволило предложить разделение позднего рифея на два мезоцикла с границей между ними около  $850 \pm 25$  млн. лет, что подтверждается геолого-геохронологическими (в том числе рубидий-стронциевыми) данными, полученными в последнее десятилетие в самых различных регионах мира (табл. 7).

Раннетиманский структурный этаж включает в стратотипическом разрезе Южного Урала зильмердакскую, катавскую и инзерскую свиты. Первая залегает, как известно, с разрывом и перерывом на авянской свите и содержит обильный аркозовый материал, принесенный с запада и северо-запада (Акимова, 1967; Гарань, 1969). Возраст микроклина из зильмердакской гальки в большинстве определений оказался "омоложенным" (до 730 млн. лет) в связи с потерей аргона под влиянием экзогенных факторов. Наиболее древнее значение, полученное по обломку микроклинового гранита, 1775 млн. лет (Овчинников, 1957, 1959), что подтверждает вывод о происхождении части обломочного материала из пород дорифейского фундамента. Альфа-свинцовые датировки кластогенного циркона, по данным А.А. Краснобаева, 1160, 1300, 1500 и 2000–2200 млн. лет. Принадлежность к зильмердакской свите глауконита с датировкой 1 млрд. лет (Гаррис, Казаков и др., 1964) по М.Е. Раабен (1974) подтвердилась. Возраст вышележащих катавской и инзерской свит определен по глаукоцитам – соответственно 964 и 876–921 млн. лет (табл. 12).

Оживление эндогенных процессов в конце мезоцикла и на его рубеже со вторым позднерифейским мезоциклом на Южном Урале выразилось в образовании жильных лейкократовых гранитов ( $826 \pm 43$  млн. лет) из района с. Аршинского, гидротермальных слюдяных метасоматитов ( $860 \pm 25$ ,  $835 \pm 25$ ,  $820 \pm 25$  млн. лет), амфиболитов (830, 820, 735 млн. лет) и гнейсов (785 млн. лет), приуроченных к зонам разломов (в том числе к Кусинской), диабазов из района г. Миасс ( $885 \pm 80$  и  $735^1$ ) и пос. Куватал (763 млн. лет), мелкозернистых сиенитов (730 млн. лет), пересекающих бердяушские рапакиви и отложения катавской свиты (Свяжин, Левин, 1971), и др.

Магматические и метаморфические проявления близкого возраста известны и в других районах Урала и Тимана. На Северном Урале это – локальные проявления метаморфизма (840 млн. лет по слюдяным сланцам), на Полярном Урале – связанные с габброидами перидотиты с хр. Марун-Кей (Удовкина, 1971), показавшие

<sup>1</sup>Значения менее 800 млн. лет относятся к эффузивным и измененным породам, что позволяет считать их несколько "омоложенными" (определения А.П. Гревцовой по материалам В.И. Ленных).

800±50 млн. лет<sup>1</sup>. На Тимане наиболее древние интрузии, прорывающие породы аньюгской (Осадчук, 1968) и очпарминской (Разницын, 1972) свит, имеют возраст 860 млн. лет, причем доломитовая толща последней свиты сопоставляется с джежимской свитой – аналогом рассолянинской (Верхний докембрий, 1963; Разницын, 1972), для которой по глаукониту получены наибольшие значения – 913 и 927 млн. лет (табл. 12). В пределах погребенного фундамента эпигерцинской Западно-Сибирской плиты магматические проявления, близкие к внутреннему рубежу тимания, известны в Иртыш-Надымской субмеридиональной зоне. Здесь по гранодиоритам из разреза скв. Нарым, 1р получено 750 млн. лет, а по гранитам из скв. Нагорнинская, 1-742-732 млн. лет (Кляровский, 1972).

Проявление в Уральском регионе эндогенных процессов на рубеже ранне- и позднетиманского мезоциклов отразилось в разрезах в форме поверхностей размыва и стратиграфических несогласий не только на Южном Урале, но и в ряде других районов (табл. 12). На Полуодовом кряже известен перерыв между средней и нижней подсвитами низьвенской свиты (Раабен, 1971), на Приполярном Урале – под нижней, мраморно-сланцевой толщей маньинской свиты, являющейся аналогом миньярской свиты Южного Урала и быстринской свиты Тимана (Белякова, 1972; Голдин, Фишман и др., 1973) и др.

В восточных районах платформы после того, как большинством геологов был признан допозднерифейский возраст нижебавлинской серии, геохронологически обоснованный еще в 1960 г. (Гаррис, 1961; Полевая, Казаков, 1962), в Предуральском прогибе были вскрыты аналоги инзерской (921 млн. лет по глаукониту) свиты (Гаррис и др., 1963). Это послужило основанием для выделения среднебавлинской (Тимергазин, 1962) или кушкульской (Клевцова, 1972; Иванова, 1973) серии, внутри которой между урюшской и шиханской свитами, принадлежащими соответственно к первому и второму позднерифейским мезоциклам, также намечается перерыв (Иванова, 1973).

## ВТОРОЙ ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ МЕЗОЦИКЛ

Ко второму позднерифейскому мезоциклу на Южном Урале относится миньярская свита, на Полуодовом кряже – средняя и верхняя толщи низьвенской свиты, на Приполярном Урале – нижняя часть мацьинской свиты. В Предуральском прогибе недавно выявлен стратиграфический аналог миньярской свиты – шиханская (Иванова, 1973) свита, по глаукониту которой нами получена датировка 820 млн. лет. Предположительно (по стратиграфической позиции)

<sup>1</sup> Позднее (Удовкина, 1975) по этому району были получены датировки магматита (818 млн. лет), а также флогопита и каринтина из жил и обособлений в ультраосновных породах (соответственно 810±20 и 840±45 млн. лет).

с перечисленными свитами могут быть сопоставлены кедровская серия Среднего Урала, велсовская и ишеримская свиты Северного Урала, белстринская свита Тимана (табл. 12).

"Нижний" рубеж мезоцикла ( $850 \pm 25$  млн. лет) обоснован в предыдущем разделе, верхний же ( $680 \pm 18$  млн. лет) совпадает с границей собственно рифея и "терминального рифея" или вендомия (по Б.М. Келлеру, 1973). Граница верхнего рифея и вендомия, как известно, фиксируется региональными размывами, следами континентального выветривания, стратиграфическими, а часто и формационными несогласиями. В стратотипическом разрезе Южного Урала эта граница располагается между миньярской и укской свитами (Беккер, 1958), на Среднем и Северном Урале — между висимской и клыктанской свитами, в хорошо изученном разрезе Полюдова кряжа — между низьвенской свитой и чурочной серией, а на Приполярном Урале — между нижней и средней частями маньинской свиты (Белякова, 1972).

Позднетиманский мезоцикл имеет меньшую, чем предыдущие мезоциклы, длительность (170, а не 250 млн. лет) и отличается резким преобладанием карбостромовой (Келлер, 1973) формации. Магматические и метаморфические проявления для него не характерны. Лишь ко времени верхнего рубежа мезоцикла приурочены редкие внедрения габбро-диабазов (680–670 млн. лет), в том числе трапзов, пересекающих инзерскую свиту, и пород, близких к эссексит-диабазам (Ленных, Петров, 1974), находящихся в интрузивных соотношениях с тараташскими. Кроме того, отмечается некоторое оживление метасоматических и диафорических процессов в зонах глубинных разломов древнего заложения. Конец рифея, по М.И. Гараню (1969 и др.), ознаменовался миньярской фазой складчатости.

### О РИФЕЕ МУГОДЖАР

Приведенная краткая геохронологическая характеристика магматических и метаморфических проявлений рифейского мегацикла относится в основном к западному склону Урала, его осевой зоне и к сопредельной с Уралом части Русской плиты. Для сравнения следует осветить соответствующие данные, имеющиеся по Мугоджарам, однако из-за их разрозненности и малого количества составить по ним целостную картину не представляется возможным.

В Мугоджарах в последние годы на основании биостратиграфических и геохронологических материалов (Фонарев, Миловский и др., 1966; Ефимов, Бурд, 1970; Касымов, 1971; Абдулин, 1973) рифейские образования выделены достаточно уверенно. К ним отнесены в Восточно-Мугоджарской зоне наиболее древняя южно-угоджарская и вышележащая талдыкская серии, условно приравненные соответственно к юратинию и тиманю, а в Орь-Илекской зоне — аксуйская и эбетинская свиты, приблизительно синхроничные талдыкской серии (Абдулин, 1973). Допалеозойский возраст названных подразделений доказывается их залеганием стратигра-

фически ниже отложений с фауной кембрия: средне-верхнекембрийской шебектинской свиты в восточной зоне (Касымов, 1971) и верхнекембрийско-нижнеордовикской кидрясовской свиты в западной зоне (данные Петровского, 1965). Среди отложений верхней — ультаталдыкской толщи южномугоджарской серии в метаморфизованных известняках из района месторождения Китарсай определен комплекс акритарх, в котором присутствуют формы, известные из авзянской свиты и более древних свит рифея Южного Урала. Кроме того, найдены остатки колониальных водорослей, характерных для рифея Башкирского антиклинория, Русской платформы и других регионов (Ефимов, Бурд, 1970).

Палеонтологические находки подтвердили выработанные на основании геолого-радиологических исследований представления о присутствии в Мугоджарах рифейских и, в частности, доверхнерифейских образований (табл. 12). К последним относятся гнейсы кандыкаринской свиты и другие отложения талдыкской серии, поскольку для биотитов из этих гнейсов и для интрузирующих серию гранитоидов получены аргоновые датировки около 1100 млн. лет (Миловский, 1973). Близкий возраст показал биотит из плагιοгранита с р. Балаталдык (Фонарев и др., 1966). В Восточно-Мугоджарском поднятии (Миловский, Кнорре, 1965; Миловский, 1973) известны магматические образования, близкие к рубежу ранне- и позднеяманского мезоциклов. К ним относятся граниты и пегматиты с рек Балаталдык, Тактысай и Карасай, аргоновый возраст которых лежит в пределах 820–733 млн. лет.

Приведенные данные позволяют считать, что и в Мугоджарах синхронно с другими районами Уральской складчатой области проявлялся интрузивный магматизм, приуроченный к верхней границе среднерифейского мезоцикла и к рубежу первого и второго поздне-рифейских мезоциклов. Кроме того, стратиграфическая позиция упомянутых датированных пород дает основание считать какую-то часть талдыкской серии более древней, чем верхний рифей. В таком случае нижележащая южномугоджарская серия может оказаться и раннерифейской. Для однозначного решения этого сложного вопроса необходимо проведение детальных геолого-геохронологических исследований с применением комплекса изотопных методов. Среди обеих названных серий довольно широко развиты амфиболиты. Часть ортоамфиболитов, возможно, относится к аналогам габбро-диабазов трапшовой формации и основных эффузивов среднего и нижнего рифея Урала.

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РИФЕЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РЕГИОНА

Начавшееся на рубеже ранне-среднепротерозойского и рифейского мегациклов расчленение среднепротерозойской "панплатформы" по зонам глубинных разломов на крупные блоки, сопровождавшееся внедрением недифференцированных основных интрузий, представляет собой весьма характерный для всего рифейского мегацикла процесс.

По-видимому, он является следствием интенсивного разрастания в горизонтальном и вертикальном направлениях в среднем протерозое сиалической коры и резкого повышения ее жесткости. Процесс эндогенной переработки в рифее платформенного основания, состоящий в его раскалывании (диасхизис по М.А. Семихатову, 1972), дифференциальных движениях блоков и в поднятии по зонам дизъюнктивных нарушений магмы и различных флюидов, сопровождавшихся повышением интенсивности теплового потока, можно рассматривать как проявление автономной активизации (по А.Д. Щеглову, 1968).

Внутренняя периодичность рифейского мегацикла, запечатлевшаяся в становлении в изучаемом регионе четырех структурных этажей, отражает глобальную периодичность геологических процессов этого мегацикла, обусловившую близость возраста рубежей мезоциклов в различных регионах и даже на различных континентах (Штрейс, 1964; Тугаринов, Войткевич, 1970; Гаррис, Постников, 1970а и др.). Первые два рубежа (1350 и 1100 млн. лет) сначала были выделены как границы хроностратиграфических подразделений (Гаррис, 1964; Гаррис, Казаков и др., 1964), поскольку оказалось, что они хорошо увязываются с биостратиграфическими границами. Одновременно они рассматривались и как тектоно-магматические рубежи, т.е. этапы тектонических (в основном дизъюнктивных и колебательных) движений и магмато-метасоматических проявлений (Гаррис, Постников, 1970а; Гаррис, 1972). А.И. Тугаринов и Г.В. Войткевич (1970) на основании изучения североамериканского материала назвали их медвежьеозерным ( $1400 \pm 100$  млн. лет) и гренвильским ( $1000 \pm 100$  млн. лет) тектоно-магматическими циклами. Как эпохи тектоно-магматической активизации (реювенации, регенерации, диасхизиса) первая именуется еще эльсонской и мезатцальской, а вторая — свеконорвежской и сатпурской (табл. 15). По своему значению и геологической сущности они несравнимы с тектоно-магматическими циклами в понимании А.А. Богданова и других исследователей, которое принято и в настоящей работе.

Третий рубеж (850 млн. лет) по типу близок к двум более древним, но отличается большей сиаличностью приуроченных к нему эндогенных образований. Во многих регионах, особенно в Индии и Африке, к данному рубежу относятся продукты интенсивной гранитизации — четвертой по счету кульминации этих процессов в истории формирования земной коры. В частности, в Гренвиле (Северная Америка) известны пегматиты с датировками 825–845 млн. лет и многие другие (глава II, табл. 7).

Приведенный фактический материал, освещающий последовательность, этапность и особенности магматических и метаморфических проявлений рифейского мегацикла, позволяет приблизиться к пониманию характера геотектонического режима названного длительного отрезка геологической истории. Известно, что многими авторами рифей рассматривается как единый геосинклинальный тектоно-магматический цикл, завершившийся байкальской складчатостью. Дру-

Таблица 15

Внутририфейские геосторические рубежи, выделенные на Урале и в восточной части Русской плиты

Возраст рубежа, млн. лет	Рубежи мезоциклов и соответствующие им проявления тектоно-магматической активности	Геологические процессы, характеризующие соответствующий рубеж	Синхронные (субсинхронные) эпохи тектоно-магматической активизации (диасхизиса, реювинации, регенерации) в некоторых других регионах
850 <sub>-</sub> 25	Третий рифейский (миньярская "фаза")	Стратиграфическое несогласие между инзерской и миньярской свитами, изменение органического мира, образование разломов, внедрение диабазов, жильных гранитов, пегматитов, процессы зонального огнейсования, амфиболитизации, калиевого метасоматоза	Делийская (Индия)
1100 <sub>+</sub> 30	Второй рифейский (авзянская "фаза")	Континентальный перерыв, стратиграфическое и угловое несогласие, образование глубинных разломов, внедрение габброидов и гранитоидов, зональный метаморфизм и метасоматоз	Гренвилльская (Северная Америка) Сагпурская (Индия) Свеконорвежская регенерация (Скандинавия)
1350 <sub>+</sub> 40	Первый рифейский (бакальская или шатакская "фаза")	Стратиграфическое и угловое несогласие, образование разломов, внедрение гранитоидов (рапакиви) и габброидов, зональный метаморфизм и метасоматоз	Медвежьеозерная, эльсонская (Северная Америка), мазатцальская

гие авторы выделяют, кроме того, внутририфейские эпохи складчатости. К ним относятся бакальская (шатакская), авзянская и миньярская. Соответственно ранний и средний рифей вырисовываются как самостоятельные тектоно-магматические циклы.

При обсуждении затронутых дискуссионных вопросов необходимо учитывать следующие факты.

1. Отсутствие среди магматических формаций рифейского мегацикла в целом и составляющих его мезоциклов не только единого

полного последовательного гомодромного набора (или наборов) интрузивных и эффузивных формаций, характерного для геосинклинальных тектоно-магматических циклов, но даже отдельных (например, дунит-гарибургитовой, кератофир-спилит-диабазовой) и орогенных (например, формации гранитных батолитов) формаций геосинклинального типа. Исключение составляет лишь спилит-диабазовая формация навышенской и пуйвинской свит, но распространена она весьма ограниченно (отдельные наложенные прогибы). Кроме того, формационная идентификация вулканитов названных свит твердо не установлена.

2. Принадлежность большинства магматических формаций к группе платформенных (трапповая, формация гранитов рапакиви) либо поздне- и послеконсолидационных (липарит-базальтовая, базальто-толеитовая, гранит-лейкогранитовая, формация щелочных и нефелиновых сиенитов и др.).

3. Незначительное пространственное развитие магматических образований и их приуроченность (как базальтоидных, так и сиалитических) не к отрицательным и положительным крупным структурам, а к зонам глубинных разломов.

4. Отсутствие синхронных гранитоидов и соответствующих каждому из структурных этажей регионально-метаморфических комплексов, связь проявлений метаморфизма и метасоматоза только с зонами глубинных разломов, а главное — послерифейский (чаще всего вендомско-кембрийский) возраст продуктов регионального и динамотермального метаморфизма, наложенных на рифейские осадочные и магматические образования (Центрально-Уральские осадочно-Уральское поднятия Урала и Мугоджар, Северный Тиман).

5. Широкая распространенность на территории Урало-Тимано-Мугоджарской области рифейских отложений и литологическое сходство в различных ее районах стратиграфических подразделений, в составе которых представлены аспидная, фалаховая и карбостромовая формации, что свидетельствует о слабой тектонической дифференцированности соответствующих областей осадконакопления.

6. Питание терригенным материалом таких образований, как фалаховая формация зильмердакской свиты (которая некоторыми исследователями рассматривается как результат проявления на Урале авзянской складчатости), за счет источников сноса, расположенных в прилегающих западных районах.

Перечисленное и ряд других (структурно-тектонических, палеогеографических и пр.) особенностей рифея Урало-Тимано-Мугоджарской области свидетельствует о том, что геотектонический режим рифейского мегацикла в названном регионе нельзя считать геосинклинальным (эвгеосинклинальным). В то же время он не является и платформенным. Сравнение рифея Урала с рифеем восточной части Русской плиты показывает существенную разницу в проявлениях магматизма. На платформе развита только трапповая формация. Для нее характерно также отсутствие метасоматических образований, а для осадочных пород уменьшение мощностей и из-

менение формационной их характеристики (в основном из-за выпадения аспидной формации) и др. Нельзя рассматривать геотектонические условия рифея Урало-Тимано-Мугоджарской области и как условия перекратонного прогиба. Этому противоречит широкое распространение соответствующих литологически сходных отложений не только на западном, но и на восточном склоне Урала и в осевой его зоне. Более всего геотектонический режим рифейского мегацикла в Урало-Тимано-Мугоджарском регионе похож на миогеосинклинальный, причем речь идет не о миогеосинклинальной зоне, латерально связанной с внутренней стороны с эвгеосинклинальной, а о миогеосинклинальном характере заложенных на платформенном основании широких рифейских прогибов вообще. В тектонической истории названного региона миогеосинклинальный режим — как бы переходный, промежуточный между платформенным (панплатформенным) режимом среднерифейского мезоцикла, сохранившимся в пределах современной Русской плиты, и геосинклинальным (эвгеосинклинальным) режимом следующего, вендомско-кембрийского тектоно-магматического цикла.

Н.С. Шатский (1946, 1960) связывал образование миогеосинклинальных систем, миогеосинклиналей вообще и на Урале, в частности, именно с рифейским временем, что полностью подтверждается на примере изученного региона. Представление о миогеосинклинальном характере уральского рифея Тимана отражено в работах В.А. Разницына.

В принципиальном смысле признание миогеосинклиналей в качестве одного из самостоятельных главных структурных элементов земной коры, существовавших наряду с эвгеосинклиналями, и соответственно самостоятельного миогеосинклинального типа геотектонического развития содержится в работах Г.П. Леонова (1962), А.К. Бухарина и К.К. Пяткова (1973) и других исследователей. На преобразование в позднем докембрии в "условиях высококонсолидированной коры" миогеосинклинального режима указывал В.Е. Хаин (1972, стр. 128).

С вопросом о характере геотектонического режима рифейского мегацикла на Урале тесно связана оценка геологического значения тектонических движений и эндогенных проявлений, приуроченных к рубежам мезоциклов. Разнообразие отраженных в литературе взглядов по данному вопросу сводится к следующим шести основным вариантам: 1) в рифее появились медвежьеозерный ( $1400 \pm 100$  млн. лет) и гренвильский ( $1000 \pm 100$  млн. лет) тектоно-магматические циклы, отделяющие средний рифей от раннего и позднего; 2) между этими подразделениями проявлялись бакальская (шатакская) и авзянская складчатости, а в качестве заключительной — миньярская; 3) названные складчатости (или только первые две) можно считать эпохами или фазами диастрофизма единого байкальского тектоно-магматического цикла или байкальской эры складчатости; 4) в рифее Северного полушария (в том числе и на Урале) замыкание геосинклинальных систем вообще не имело места (Штрейсс,

1964); 5) эльсонская и гренвильская эпохи (соответственно на рубеже раннего-среднего и среднего-позднего рифея) представляют собой не эпохи складчатости, а эпохи диасклизиса (Келлер, 1973); 6) геотектонический режим рифея в Уральском регионе был парагеосинклинальным (Соболев, 1972).

Согласно представлениям Н.П.Семеновича (1966), готская и гренвильская складчатости с формированием собственных консолидированных структур проявились даже в пределах закрытой части Восточно-Европейской платформы, в том числе и в восточных ее районах, где благодаря этому были спаяны воедино крупные массивы архейского возраста, составляющие теперь вместе с зонами названных складчатостей кристаллический фундамент Русской плиты.

Современные геолого-геохронологические данные однозначно подтверждают дополняющие друг друга точки зрения, приведенные в пунктах 4 и 5. Эндогенные процессы, свойственные рифейской Урало-Тимано-Мугоджарской миеосинклинальной области, представляют собой периодически возникавшие довольно сложные и разнородные проявления подкоровой и внутрикоровой тектонической, магматической и пневмато-гидротермальной активности, воздействовавшие на кристаллический фундамент этой области и сопредельной части Русской плиты в зонах его растяжения, осложненных крупными долгоживущими глубинными нарушениями. Вертикальные перемещения по этим зонам приводили на платформе к образованию авлакогенов и грабенов, а в миеосинклинальной области, кроме грабенов, формировались относительно более глубокие прогибы с базальтоидными вулканитами.

Никаких следов геосинклинально-орогенных наборов магматических формаций, общей инверсии, голоморфной складчатости, возникновения консолидированных складчатых зон "готид"<sup>1</sup> и "гренид" с особым, только им свойственным структурным планом, ни на Урале, ни тем более в пределах Русской плиты, не установлено. Зоны такого характера отсутствуют и в верхнерифейских структурных этажах, причем для позднего рифея вообще характерно не усиление, а ослабление эндогенной активности. В тех случаях, когда метаморфизованный в амфиболитовой фации рифей принимает фрагментарное участие в строении консолидированных складчатых положительных структур Центрально-Уральского, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, это связано с наложением более поздней складчатости, получившей название байкальской (Шатский, 1932). На Урале эта складчатость завершает самостоятельный вендомско-кембрийский тектоно-магматический цикл (см. главу V).

<sup>1</sup> Термин "готская складчатость" вообще является недоразумением, поскольку на родине "готид" не существует складчатых геосинклинальных образований в возрасте 1000-1500 млн. лет (Палей, 1971, стр. 103).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для всего изучаемого региона рифейский мегацикл в геотектоническом отношении может быть охарактеризован как платформенно-миогесинклинальный. Синхронность эпох тектоно-магматической активности (и диасхизиса) и однотипность эндогенных проявлений (образование глубинных крупных разломов, внедрение по ним интрузий трапповой формации) свидетельствуют о единой природе этих процессов на платформе и в миогесинклинальной области, различия же отмечаются в большем разнообразии магматических формаций в миогесинклинальной области и в проявлении там метасоматических и зонально-метаморфических процессов. Это, вероятно, связано с различной степенью переработки, а следовательно, и проницаемости сиалической коры.

Эпохи активизации эндогенных процессов (тектоно-магматические рубежи), выявленные и датированные с помощью изотопно-геохронологических методов, совпадают со стратиграфическими (биостратиграфическими) границами рифея, что дало возможность использовать названные методы для расчленения и корреляции этого колоссального подразделения в изучаемом регионе (табл. 12) и в межконтинентальном масштабе (Гаррис, Постников, 1970а). Указанное совпадение тектоно-магматических и биостратиграфических рубежей показывает, что они могут рассматриваться и как основные геоисторические рубежи.

Использование изотопно-геохронологических методов для изучения рифея имеет большие преимущества по сравнению с их применением к более древним и более молодым образованиям, поскольку широкое развитие в рифее глауконитсодержащих осадков и хорошо сохранившихся траппов (долеритов) позволяет путем набора специальных коллекций, взаимоконтролировать полученные результаты и брать соответствующие серии (свиты) в "геохронологическую вилку". Проведение в дальнейшем детальных геолого-геохронологических исследований с получением массовых K-Ar и выборочных Rb-Sr и U-Th-Pb датировок поможет осветить неясные вопросы геологии рифея слабо изученных районов Урала и уточнить предложенные предварительную геолого-геохронологическую схему, а также общие сопоставительные геолого-геохронологические схемы и верхнего докембрия Уральского региона и сопредельной части платформы (табл. 12 и 16).

Рифейский структурный "мегацикл" включает своеобразный комплекс полезных ископаемых, датирование которых и разработка для каждого их вида возрастных поисковых признаков — одна из важных самостоятельных задач будущих исследований. В настоящее время в рифее Урало-Тимано-Мугоджарской области известны: 1) железистые кварциты осадочного (зигазино-комаровская) и осадочно-метаморфического (кусоканская и чулаксайская свиты) происхождения, развитые в Башкирском, Салдинском, Сысертском, Кусоканском (Лукошков, 1970) и других антиклинориях, где от-

мечено присутствие среднего рифея; 2) сидеритовые и турьитовые руды бакальского типа дозигальгинского (Щербин, 1974а) возраста; 3) титано-магнетитовые руды кусинского типа позднемагматического и метасоматического происхождения (Карпова, 1971), связанные с габбро-диабазовыми комплексами (месторождения Копанского и Маткальского массивов); 4) рутилитовые руды шубенского типа, представляющие собой продукты каледонского зонального метаморфизма титаносных эклогитизированных тел рифейских габброидов; 5) медьсодержащее оруденение сульфидного типа, связанное с вулканогенными образованиями машакской свиты; 6) сульфидное оруденение с золотом и серебром послезигальгинского, но дозильмердакского возраста (Щербин, 1974а); 7) цирконо-рутилитовые россыпи зильмердакской свиты (продукты переотложения пород кристаллического фундамента и титаносных габброидов раннего и среднего рифея после их выветривания в предкаратауское время); 8) полевошпатовое сырье (микроклинсодержащие конгломераты и гравелиты зильмердакской свиты; 9) строительные (облицовочные) материалы (бердяшские граниты рапакиви, зигальгинские кварциты, строматолитовые известняки и др.). В схематическом виде рудные формации рифейского мегацикла показаны в табл. 27 (глава VI).

Среди перечисленных полезных ископаемых наибольшее практическое значение имеют титано-магнетитовые руды, перспективы которых нельзя ограничивать Кусинско-Зюраткульской зоной Южного Урала, поскольку синхроничные габброиды той же формационной принадлежности известны и в других районах Урало-Тимано-Мугодзарской области.

Систематическое геохронологическое изучение палеозойских магматических и метаморфических пород Уральского региона началось с середины 50-х годов. Этим вопросам посвящали свои работы Ф.Р. Апельцин, Ю.А. Бурмин, М.Е. Владимирова, В.В. Габова, М.А. Гаррис, Э.К. Герлинг, Б.А. Голдин, А.П. Гревцова, Е.А. Денисенко, В.А. Дунаев, Н.Н. Дурнева, Н.Н. Дядин, Ф.С. Закирова, В.Л. Зверев, С.И. Зыков, Г.А. Казаков, Г.А. Кейльман, А.А. Краснобаев, В.И. Ленных, Л.С. Лозовая, И.Л. Лучинин, В.К. Львов, Р.Т. Меньшикова, А.В. Милловский, Д.А. Минаев, С.Л. Миркина, Ю.Е. Молдавандцев, В.Ф. Морковкина, Л.П. Овчинников, Н.П. Паламарь, М.В. Панова, Р.Г. Подлесова, Ю.Н. Попов, З.Г. Рупасова, А.И. Степанов, Н.И. Ступникова, М.В. Фишман, Ф.Л. Шангареев, Л.Л. Шанин, Ю.А. Шуколюков, А.С. Шур и другие исследователи. Полученные в течение 1955–1972 гг. геохронологические данные были обобщены автором с привлечением неопубликованных материалов А.П. Гревцовой и Л.С. Лозовой и изданы в монографии "Геохронология СССР" (т. II, 1974).

Приведенная ниже геохронологическая характеристика вендомия, палеозоя и раннего мезозоя основана на историко-геологическом принципе (по тектоно-магматическим циклам) с учетом географического положения и структурно-тектонической позиции датированных объектов. Для вендомия, кроме того, освещаются вопросы его расчленения и корреляции, что необходимо для последующих выводов. Палеозой рассматривается только в пределах Урало-Тимано-Мугоджарского региона, поскольку в приуральской части Восточно-Европейской платформы не встречены объекты этого возраста, пригодные для К-Аг датирования. Магматические образования, известные в Печорской впадине, развитой на байкальском (Журавлев, 1972) фундаменте (толеитовые базальты среднего и верхнего девона), радиологически не охарактеризованы. В качестве опыта нами были выполнены определения по девонским андезитам из Удмуртии и по туфам из Кировской области. Полученные средние значения — 385 и 397 млн. лет соответственно (Постников, 1973) могут рассматриваться: первое как близкое к геологическому возрасту (андезиты залегают на верхнеживетских отложениях и перекрываются верхнедевонскими), второе же для верхнего девона завышено, что, вероятно, связано с удрежняющей примесью терригенного материала. Кислые туфы из Калужской области (Мстихино,

скв. 3), перекрытые отложениями морского горизонта среднего девона, показали близкую датировку — 380 млн. лет (Гаррис, 1961). Этим и исчерпываются полученные нами по востоку платформы данные. К сожалению, девонские андезиты-базальты и шальштейны из Кировской области и ТАССР остались не датированными (Геохронология СССР, т. II, 1974).

Для послерифейских магматических и метаморфических пород Урала, Тимана и Мугоджар имеется более 1500 изотопных датировок. Как вытекает из результатов проведенных исследований, последние два района, а также п-ов Канин с вендомия вошли в систему Уральской геосинклинальной области и в байкальском цикле образовали с ней единое целое. По этой причине в данную главу оказалось целесообразным включить геохронологическую характеристику эндогенных образований и этих районов.

Среди послерифейских образований Тимана, Урала и Мугоджар геохронологически изучались главным образом основные, средние, кислые и щелочные интрузии, их пегматиты, в меньшей степени — субвулканические и эффузивные породы, а также продукты регионального метаморфизма и полиметаморфизма, развитые в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях, различные метасоматически преобразованные породы (в том числе гипербазиты) и гидротермальные метасоматиты. Наибольшее число возрастных определений относится к гранитоидам Восточно-Уральского поднятия Южного, Среднего и Приполярного Урала, магматическим и метаморфическим породам Центрально-Уральского поднятия и Тагило-Магнитогорского погружения.

Совокупность накопленных геолого-геохронологических данных позволила выделить в послерифейской истории Урала, Тимана и Мугоджар три цикла геосинклинального развития — байкальский, каледонский и герцинский (Гаррис, 1964, 1971, 1972а,б; Гаррис, Лозовая, 1972; Лозовая и др., 1972).

Со времени первого датирования границ трех упомянутых циклов магматизма и метаморфизма (Гаррис, 1964) возрасты некоторых рубежей были уточнены. Байкальский цикл выделяется в границах от 680 до 520 млн. лет (вендомий, ранний и средний кембрий), каледонский — от 520 до 370 млн. лет (конец кембрия, ордовик, силур и ранний девон) и герцинский — от 370 до 230 млн. лет (средний и поздний девон, карбон и пермь). Флюктуации возрастных значений в пределах "законной" суммы погрешности порядка 3% обычно валидируют некоторое скольжение во времени (субсинхронность) развития геологически однозначных событий (например, внедрение синкинематических интрузий) в разных структурных зонах региона. Следует отметить, что в принятии возрастных границ циклов, и более крупных и более мелких геосторических подразделений, естественно, содержатся элементы условности, однако от этого обычно не свободны схемы, обнимающие крупные отрезки времени и большие территории.

Названный цикл (680–520 млн. лет) проявился на широкой территории Тимана, Урала и Мугоджар, для которой в данном интервале времени получено более 150 изотопных датировок. После длительного рифейского эволюционного мегацикла развития с вендомия началось формирование глубинных разломов (ультрабазиты, основные эффузивы) и заложилась первая эвгеосинклинальная зона тимано-уральского простирания (Гаррис, 1971).

Прежде чем перейти к освещению геохронологии магматизма и метаморфизма байкальского тектоно-магматического цикла, остановимся на вопросах стратиграфии вендомия и его разграничения с рифеем. При этом следует отметить, что многочисленными работами Б.М. Келлера и его сотрудников показана принадлежность вендомия ("терминального рифея") к верхнему докембрию (верхнему протерозою). Эндогенные факторы не являются главными при решении стратиграфических вопросов, поэтому объединение вендомия и кембрия в один тектоно-магматический цикл не мешает первому, в соответствии с палеонтологическими данными, оставаться в составе позднего протерозоя.

Основной фактический материал, относящийся к байкальскому циклу, приведен в таблицах (табл. 12, 16–18) и на рис. 10.

### Вендомий

Наиболее древние горизонты вендомия (укская свита) в изучаемом регионе были стратиграфически (Домрачев, 1952; Беккер, 1958) и биостратиграфически (Крылов, 1967; Журавлева, 1967 и др.) выделены и радиологически датированы (Полевая, Казаков, 1962; Гаррис и др., 1963; Гаррис и др., 1964) в западной зоне Башкирского антиклинория Южного Урала. По Ю.Р. Беккеру, укская свита залегает на миньярской со следами размыва и длительного перерыва (кора выветривания). Для ее глауконитсодержащих пачек получено девять возрастных значений, лежащих в интервале 675–612 млн. лет (табл. 12). Верхняя терригенная часть укской свиты, начинающаяся песчаниками, залегающими на известняках с *Linella ukka*, охарактеризована "глауконитовыми" датами 628 и 618 млн. лет. Б.М. Келлером (1973) и В.И. Козловым (1973) она выделена в самостоятельную бакеевскую свиту, на которой (или на миньярской свите) с размывом залегают отложения ашинской серии.

В восточном крыле Башкирского антиклинория миньярская свита с большим перерывом и несогласием перекрывается терригенно-вулканогенной криволукской свитой (серией), выделенной Н.П. Гилевой и М.И. Гаранем, на которой также с размывом залегает ашинская серия (Верхний докембрий, 1963; Гарань, 1967). Пока остается недоказанным, является ли криволукская свита целиком или частично разнофациальным аналогом какой-то части укской свиты, более восточной зоны, либо аналоги криволукской свиты в западной

зоне располагались на укской свите, но были размыты в предашинское время. В.И. Козлов на основании литологического сходства (тиллиты) сопоставляет криволюкскую свиту с урюкской свитой ашинской серии, однако отмеченный выше подашинский размыв пород криволюкской свиты в восточной зоне, на наш взгляд, указывает на более сложные взаимоотношения названных свит. Необходимо провести специальные геохронологические исследования по определению возрастных границ тех отложений, которые были выделены в качестве криволюкской свиты. Судя по датировке песчаника, контактово-измененного около дайки габбро-диабазы, пересекающей криволюкскую свиту, возраст последней древнее 565 млн. лет.

Для вышележащей терригенной ашинской серии по глауконитам получено: 598 млн. лет для урюкской свиты и 573 млн. лет для басынской свиты (Полевая и др., 1960).

Галька микроклина и гранитов из конгломератов ашинской свиты дала значения 1560, 750, 683 и 662 млн. лет (соответственно реки Ай, Баса, водоразделы рек Инзер и Лемеза, Лемеза и Сим), что указывает на потери аргона из малых объемов микроклина в древних отложениях.

В пределах Центрально-Уральского поднятия Южного Урала к аналогам криволюкской серии М.И. Гарань (1967) относит каялинскую серию. Последняя подразделяется (Краснобаев, Козлов и др., 1973) на мазаринскую и вышележащую ушук-арвякскую свиты, включающие основные эффузивы. Для циркона из эффузивных пород мазаринской свиты  $\alpha$ -свинцовым методом получено  $630 \pm 60$  млн. лет. Эта датировка может рассматриваться как приближенная (вероятно, удвоенная в связи с примесью обыкновенного свинца). По мнению названных авторов, на каялинской серии располагается суваньянская в составе акбийской и вышележащей белекской свит. Первая содержит основные эффузивы, что отражает проявление магматической активности в вендомии Центрально-Уральской зоны. Ранее В.И. Козлов (1973) для района Тирлянской синклинали указывал, что над ушук-арвякской свитой с размывом и перемывом залегает аршинская свита, содержащая тиллиты с галькой укских пород. Обе свиты вместе с нижележащей мазаринской (залегает на миньярской свите) В.И. Козлов относит к ашинской серии. Разделение отложений вендомия Центрально-Уральской зоны на две серии, отраженное в работе А.А. Краснобаева, В.И. Козлова, Р.С. Бородиной и Г.А. Богатыревой (1973), представляется более правильным. С ашинской серией по нашим материалам сопоставляется только верхняя - аршинская серия или ее эквиваленты.

Для территории миегеосинклинальной области и Центрально-Уральской зоны Южного Урала имеется довольно большое количество возрастных определений, полученных по породам ультраосновного, основного и кислого состава, продуктам регионального и контактового метаморфизма, а также различным метасоматитам. Пироксениты Суроямского массива охарактеризованы заниженными (594 и 512 млн. лет) значениями, относящимися к катаклазиро-

ванной и биотитизированной разностями. Жильные габбро-диабазы из Байкальского рудного поля показали: свежие — 670 млн. лет, листвинитизированные и серицитизированные — 658, 618 млн. лет, биотитизированный габбро-диабаз с р. Инзер — 635 млн. лет. Гранитоиды Ахмеровского массива (Белорешский комплекс) по биотиту дали наиболее древнее значение — 600 млн. лет. Завершение становления гранитоидов относится к кембрию (см. далее). Вмещающие породы белорешского комплекса испытали региональный и контактовый метаморфизм, возраст которого лежит в интервале 600—530 млн. лет.

Метаморфизм вендомско-кембрийского возраста регионального или зонального характера устанавливается в ряде районов. В Бакало-Саткинском комплексе гидротермально-метасоматическая серицитизация и листвинитизация, сопутствующие, по А.С. Варлакову (1964), оруденению, датируются в пределах 650—535 млн. лет. Наложение байкальского метаморфизма на фельзиты машакской (шатакской) свиты с г. Большой Шатак привело к омоложению их возраста до 655—640 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960). В Ахтенско-Александровской зоне разломов В.А. Дунаевым установлены амфиболиты и диафорированные гнейсы в возрасте 655—650 млн. лет (Овчинников, Дунаев, 1968).

На Среднем Урале аналоги укской свиты, по И.Н. Крылову (1967), узнаются в кыктанских известняках с *Linella ukka*. Аналог криволюкской свиты, — по-видимому косьвинская (серебрянская) свита (Аблизин и др., 1965; Гарань, 1967), несущая в основании гиллитовидные конгломераты и залегающая на висимской свите, охарактеризованной миньярскими строматолитами, со следами перерыва в основании. Косьвинская (вильвенская) или серебрянская (Младших, Аблизин, 1967) свита непосредственно радиологически не датирована. Послевендомские габбро-диабазы с р. Улс показали возрастное значение 650 млн. лет. Омоложенная датировка — 520 млн. лет относится к измененному кварцевому габбро-диабазу, по-видимому, интрузирующему койвинскую толщу этой свиты на р. Косьве. Косьвинскую свиту секут камптониты, которые, к сожалению, еще не датированы. Габбро-диабаз, интрузирующий верхнюю (керносскую) толщу этой свиты, оказался ордовикским (460 млн. лет). Перекрывающие косьвинскую свиту с перерывом и размывом терригенные отложения сыльвицкой свиты с конгломератами в основании относятся к ашинской серии (Аблизин и др., 1965; Гарань, 1967). Плагиогранит из валуна, залегающего в основании сыльвицких отложений, дал значение возраста 1610 млн. лет, что указывает на эродирование приподнятых блоков кристаллического фундамента.

Б.М. Келлер (1973) считает аналогом ашинской серии Южного Урала на Среднем Урале не только собственно ашинские (сылвицкие), но и подстилающие серебрянские и даже басегские отложения. В составе этих отложений известны гиллитовидные конгломераты и прослой вулканогенных пород. На последние наложен метаморфизм палеозойского возраста. Так, сильно измененные кварцевые порфиры из басегской свиты (щегровитские отложения) имеют датировки

500, 450, 450 и даже 270 (сильно рассланцованная разность) млн.лет. Измененный диабазовый порфирит из сыльвицкой серии также отражает возраст каледонского (450 млн.лет) метаморфизма. Остаются невыясненными соотношения дворечкой свиты, залегающей с размывом на косьвинской свите и сложенной эффузивами трахибазальтовой формации (Карта магматических формаций СССР, 1971), с другими надкосьвинскими отложениями. Верхний возрастной предел названных стратиграфических подразделений следует обосновывать датировками неизменных интрузивных пород, слабо поддающихся метаморфизму низших ступеней.

На Северном Урале к вероятным аналогам криволюкской и серебрянской (косьвинской) свит, а также нижележащей басегской свиты (Аблизин и др., 1969) относится чувальская свита. Наложенный на ее вулканогенные образования (альбит-мусковит-хлоритовый сланец) метаморфизм имеет доордовикский (500 млн.лет) возраст. Более древние, но, возможно, несколько омоложенные возрастные значения (520-530 млн.лет), получены по кислым эффузивам из района плато Кваркуш.

В пределах Полодова кряжа вендомий изучен лучше. Чурочная серия (Гарань, 1967 и др.) залегают на верхнем рифее (низьвенская свита) также с перерывом. Радиологические данные для нижней - устьчурочинской свиты по глаукониту лежат в интервале 693-658 млн.лет (Гаррис и др., 1964). Более древние датировки устьчурочинской свиты вендомия Полодова кряжа по сравнению с укской свитой Южного Урала (693 против 676 млн.лет) могут объясняться двояко: 1) на Полодовом кряже материал для датирования собран, по свидетельству автора коллекции Ю.Д. Смирнова, из самого основания свиты; 2) не исключено более раннее заложение вендомского прогиба на Северном Урале. При этом следует учитывать, что разница в 17 млн.лет перекрывается трехпроцентной погрешностью определений.

Для среднечурочинской свиты датировки отсутствуют; вместе с устьчурочинской она сопоставляется с косьвинской свитой Среднего Урала. Устьчурочинскую и среднечурочинскую свиты М.И. Гарань (1967) сопоставляет с серебрянской "серией" Среднего и криволюкской "серией" Южного Урала, считая, что среднечурочинская свита перекрывается терригенной ильявожской свитой, выше которой залегают кочешорская свита. Позднее выше среднечурочинской были выделены верхнечурочинская и дресвянская свиты (Аблизин и др., 1969). "Глауконитовая" датировка - 628 млн. лет, характеризующая по автору коллекции Ю.Д. Смирнову ильявожскую свиту, по мнению названных геологов относится к породам верхнечурочинской свиты. Для ильявожской свиты имеются еще два значения - 640 и 622 млн.лет (Гаррис и др., 1964). Возможно, что не только верхнечурочинская, но и вышележащая дресвянская свита (в понимании Б.Д. Аблизина и др.) - аналоги ильявожской свиты; кочешорская свита, по-видимому, отвечает самой верхней толще чурочной серии и может рассматриваться как аналог собственно ашин-

ских отложений. По глаукониту ее возраст 559 млн. лет (данные ВСЕГЕИ; Гаррис и др., 1964), что позволяет относить верхи чурочной серии уже к кембрию.

В пределах Приполярного Урала к вендомию принадлежит средняя и верхняя части маньинской "свиты". Средняя часть залегает (возможно, с перерывом) на нижней мраморно-сланцевой толще той же свиты, содержащей, по М.Е. Раабен, верхнемиярские стромаболиты (Голдин, Фишман, Давыдов, Калинин, 1973). В основании средней части маньинской "свиты", ниже доломитов с микрофитолитами укского типа располагается вулканогенная диабаз-порфировая толща (Белякова, 1972), которая объединяется Б.А. Голдиным и В.П. Пучковым (1970) в базальтовую (680-600 млн. лет) или (Фишман, Голдин, Юшкин, 1972) в манарагскую диабазовую формацию. Интрузивный ее аналог - габбро-диорит-диабазовая формация. К ней принадлежит, в частности, Парнукский габбро-диоритовый комплекс. В составе этого комплекса Б.А. Голдин и М.В. Фишман (1967) отмечают также ультрабазиты. Возможно, что они относятся к дунит-гарцбургитовой формации раннебайкальского возраста.

Присутствие на Полярном Урале доордовикских ультрабазитов доказывается тем, что галька серпентинитов массива Западный Енгане-Пе найдена в базальных конгломератах ордовика (Евдокимов, 1959). По Ю.Е. Молдаванцеву (1963), среди доордовикских интрузивных образований Полярного Урала имеются две группы: 1) более древняя, чем главные фазы байкальской складчатости (измененные ультраосновные, основные и средние породы), со следами метаморфизма, связанного с интрузиями второй группы, и 2) кислые интрузии, близкие по возрасту главным фазам байкальской складчатости (синогортенные и более поздние граниты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры). Байкальские микроклиновые биотитовые граниты Приполярного Урала, как и на Тимане, включают характерные акцессории (циркон, апатит, сфен) со специфической геохимической специализацией (цирконий, ниобий и др.). Породы диабазовой формации интродуцированы значительно более молодыми диоритами, имеющими кембрийский возраст (535 млн. лет).

Верхнюю часть маньинской свиты Л.Т. Белякова (1972) выделяет в малдинскую серию, отмечая ее залегание на подстилающих отложениях со следами глубокого размыва и углового несогласия. Разрез начинается с базальных конгломератов лаптапайской (саблегорской) свиты, включающей кислые эффузивы липаритовой формации (Голдин, Пучков, 1970). По этим авторам, максимальные К-Аг датировки липаритов - 590-560 млн. лет. Возраст наложенной гидротермальной минерализации больше 550 млн. лет (U-Th-Pb метод). Саблегорская свита интродуцирована гранитами, датированными в интервале 555-520 млн. лет, а ее аналог - лаптапайская свита в основании содержит гальку более древних гранитов.

Таким образом, и на Приполярном Урале вендомий имеет двучленное строение и постепенно переходит к кембрию.

На Полярном Урале (Раабен, 1959; Белякова, 1972) в пределах Харбейского антиклинория к вендомии относится верхнесобская серия в составе энганзепейской и вышележащей бедамельской свит. Первая свита карбонатная, содержит катаграфии уксого типа, вторая залегает на ней с размывом и включает основные эффузивы. Перекрывающая вулканогенно-терригенная хойдьшорская свита в верхней части, вероятно, относится уже к кембрию. Аналоги последних двух свит известны и в Лемвинском синклинории. Бедамельской свите там соответствует кокпельская свита, также содержащая эффузивные диабазы, а хойдьшорской – молодмусюрская, в составе которой отмечены тиллиты и кислые эффузивы (Белякова, 1972). Названный автор сопоставляет "молассоподобные образования лаптапайской и хойдьшорской свит" с ашинской серией.

Для всех четырех верхних доордовикских свит Полярного и Приполярного Урала – лаптапайской, саблегорской, Хойдьшорской и молодмусюрской характерно развитие контрастной липарит-базальтовой формации с преобладанием липаритов (Белякова, 1972).

Из интрузивных и метаморфических образований на Полярном Урале в пределах Марун-Кеуской шовной горст-антиклинали висячего крыла Главного Уральского глубинного разлома, по Н.Г. Удовкиной (1966), кроме позднегиманских лейкократовых гранитов и биотитовых инъектитов (674–671 млн. лет), известны ранневендомские оливинное габбро (660 млн. лет), а также апоперидотитовые и апогаббровые эклогиты (656–615 млн. лет). После эклогитов формировались гранитоиды, относящиеся уже к кембрию (525–500 млн. лет).

В пределах Канинско-Тиманской области (Раабен, 1959; Гецен, 1972) из осадочных образований, более молодых, чем быстринская свита Тимана и свита мысов Лудоватых п-ва Канин, сопоставляющихся по органическим остаткам с миньярской свитой, на Канине известна шойнинская свита – возможный аналог какой-то части ашинской серии. Среди интрузивных пород Тимана и п-ова Канин к наиболее древним относятся жильные габброиды Канина и Северного Тимана, образующие мелкие тела, "дислоцированные совместно с вмещающими сланцами, будинированные и местами амфиболитизированные" (Ивенсен, 1964, стр. 6–7). Более молодые граниты Северного и Южного Тимана вмещают ксенолиты будинированных габброидов, а гранитные пегматиты Канина секут габброиды. Еще моложе щелочные породы – сиенит-монзониты, нефелиновые сиениты и др. Все эти образования прорывают метаморфические толщи и перекрываются силуром. Возраст габброидов Северного Тимана лежит в пределах 650–750 млн. лет; это, по-видимому, указывает, что в указанной группе, кроме байкальских, присутствуют и позднерифейские габброиды трашовой формации. Возраст наиболее древних мусковитов из гранитных пегматитов и полевошпатовых жил 625 млн. лет. Щелочные породы образовались около 600 млн. лет назад.

В последнее десятилетие вендомские отложения были установлены и на восточном склоне Урала – в Восточно-Уральском и Зауральском

поднятиях Среднего и Южного Урала. Они представлены нижней вулканогенно-осадочной толщей медведевской свиты Троицкого района, содержащей остатки синезеленых водорослей юдомского типа (Черменинова, 1962, 1970), а в Зауральском поднятии Южного Урала-тогузак-аякской свитой, охарактеризованной онколитами, катаграфами, микрофоссилиями и остатками ламинариевых водорослей, и перекрытой отложениями среднего ордовика (Журавлева, Мамаев, 1970; Евлентьев, 1970; Мамаев, 1970 и др.). Обе свиты относятся к венду и залегают с размывом на значительно метаморфизованных (амфиболитовая фация) образованиях (см. рис. 10). Н.Ф.Мамаев и И.В.Евлентьев сопоставляют тогузак-аякскую свиту с отложениями ашинской серии. Что касается подстилающих ее и медведевскую свиту образований, то геолого-геохронологические данные (см. далее) позволяют рассматривать их как нижневендомские вулканогенно-осадочные отложения, которые вместе с нижележащими рифейскими (по упомянутым авторам - среднерифейскими) были дислоцированы, метаморфизованы и интродуцированы в предвендское (предашинское) время. Влияние глубинных процессов (магматизм, метасоматоз) продолжало накладываться на них и в вендско-кембрийское время (см. ниже).

В Мугоджарах вендомий палеонтологически не выделен, но радиологические данные свидетельствуют о его присутствии. В пределах Орб-Илекской зоны, по А.А.Абдулину (1973), среди подкирдясовских отложений ( $E_3-O_1$ ), залегающих со следами перерыва на чаушской свите ( $E_2$ ), стратиграфически ниже лушниковской и дангазинской свит ( $E_1$ ) залегают эбетинская свита, относимая к верхнему рифею. В ее составе имеются серицит-хлоритовые сланцы, для которых получен ранневендомский (660 млн. лет) возраст метаморфизма (данные А.В.Миловского). В Мугоджарском антиклинории к вендомию относится определенная часть послеталдыкских (послерифейских) и досреднекембрийских отложений, а также тех, которые считаются средне-верхнекембрийскими (шебектинская свита). Так, в шебектинской свите узункайратинской серии (Абдулин, 1973) известна кварц-мусковитовая жила, давшая по мусковиту 610 млн. лет. Четыре датировки - 850, 590, 560 и 536 млн. лет (Миловский, Кнорре, 1965; Ступникова и др., 1964), полученные для валовых проб первично осадочных и вулканогенных пород узункайратинской серии, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, показывают предкембрийский и кембрийский возраст метаморфизма, за исключением максимального значения, удревнение которого, по-видимому, связано с присутствием в первичном состоянии породы кластогенной примеси более древних пород. Продолжение зоны развития вендомских кристаллических пород намечается в Тургае, где по микроклину из очковых гнейсов фундамента получено 630 млн. лет (скв. Кара-Шилик).

В приуральских районах Восточно-Европейской платформы нижний вендомий пока не установлен. Известны только магматические породы щелочного состава, представителем которых является лимбургит

из разреза Краснокамской св. Р-8 (680 млн.лет). Аналогичный возраст получен нами для базальта из Брестской области, по-видимому, принадлежащего вольнской серии (Постников, 1974).

Верхний вендомий (венд), к которому относится ашинская серия в составе каировской и шкаповской свит, залегает непосредственно на верхнерифейских отложениях (шиханская и салаватская или инзерская свиты), что доказано при изучении буровых разрезов скважин Шихан, 5 и Кушкуль, 100 (Тимергазин, 1962; Иванова, 1973 и др.). Глауконит из алевролитов каировской свиты скважины Мензелино-Актаньш, 23, имеет возраст 595 млн.лет (Казаков и др., 1967). Близкие датировки - 600 и 585 млн. лет (Постников, 1974) получены по туффитам из аналогов той же свиты (скважины Котлас, 152 и Кирс, 15 соответственно).

Возможно, что ашинская серия Урала на платформе представлена не полностью, а только аналогами урюжской и басинской свит. Кук-караукская и зиганская свиты Южного Урала, как предполагает М.Б.Келлер (1973), соответствуют томмотскому ярусу нижнего кембрия.

Весьма важным представляется то, что венд и кембрий на Урале тесно связаны между собой и нередко фигурируют в составе единых свит, а крупный перерыв и угловое или азимутальное несогласие располагаются выше - чаще всего под ордовиком, реже - под верхним кембрием, представленным кидрясовской свитой Южного Урала, айканской свитой Орь-Илекского межг. речья (Абдулин, 1968), их аналогами на Полярном Урале и Пай-Хое (Иванова, 1959) или под отложениями, условно относимыми к среднему-верхнему кембрию - в составе рымникской и московской свит восточного склона Урала (Мамаев, 1965, 1970; Черменинова, 1970). Структурное несогласие под нижним кембрием установлено лишь в двух местах - по рекам Терекла и Санарка, соответственно под тереклинской и новониколаевской (Мамаев, 1965) свитами. Именно в этих участках венд отсутствует, что указывает на более раннее вовлечение соответствующих блоков в поднятия орогенного этапа байкальского цикла, которые здесь раньше и закончились.

### Кембрий

Из-за интенсивного проявления процессов магматизма и метаморфизма байкальского цикла, "спаявших" воедино вендомские и нижне-среднекембрийские образования, граница докембрия и палеозоя в Уральском регионе выражена нечетко. Возрастное положение границы венда и кембрия можно наметить только условно, исходя из того, что низы относимой к венду ашинской серии на западном склоне Южного Урала датируются по глаукониту в 598 млн.лет (табл.12). Изучение диабзов из тереклинской свиты кембрия Сакмарского поднятия на Южном Урале ничего для уточнения возраста нижней границы не дало. Интерпретация полученной датировки (менее 300 млн.лет) двойственна: либо произошла нередкая у эффузивных

пород потеря радиогенного аргона при перекристаллизации основной массы, либо диабаз – интрузивный.

В соответствии с геохронологической шкалой (Афанасьев и др., 1964; Афанасьев, 1968), возраст нижней границы палеозоя принят нами в  $570 \pm 15$  млн.лет.

Рассмотрим распространение кембрийских эндогенных образований в направлении с СЗ на ЮВ. Из-за их геологической связанности с вендом частично они уже упоминались в предыдущем разделе.

В пределах Канинско-Тиманской области, включая погруженную под мезозойские и кайнозойские отложения сопредельную часть Печорской впадины, к кембрию относятся различные габброиды, гранитоиды, сиениты, жильные образования, а также продукты регионально-го и локального (амфиболизация, биотитизация, грейзенизация и др.) метаморфизма (Ивенсен, 1964; Мальков, 1966; Мальков, Мельников, 1966). Аргоновые датировки неизмененных или слабоизмененных интрузивных и жильных пород укладываются в пределы 578–512 млн.лет. Наиболее древними из изученных оказались кварцевый монцит (587 млн.лет) из района Изкось-Горы Южного Тимана (Ивенсен, 1964) и биотит (575 млн.лет), наложенный на меланократовый щелочной габброид с Северного Тимана (Мальков, Мельников, 1966). Амфиболизированные и биотитизированные габброиды из последнего района показали возрастные значения 534, 520, 516 млн.лет, что можно рассматривать как время метасоматических изменений. Севернее (п-ов Канин) известны оливиновый долерит и кампонит, а южнее (Четласский камень) – биотитовый пикрит, датированные 585, 546 и 545 млн.лет соответственно. Формирование многофазных гранитов, сиенитов, пегматитов и полевошпатовых жил лежит в возрастном интервале 550–520 млн.лет. Так, для различных гранитов и аплитов Северного Тимана получены датировки 550, 540, 535 млн.лет. Сиенит-аплит из жилы, пересекающей послесиенитовые компоненты первой генерации, имеют возраст 520 млн.лет, граниты из скважины Верхняя Чуть (в предтиманской зоне Печорского внутреннего прогиба – 530 млн.лет, а мусковиты из пегматитов и из зон грейзенизации, наложенных на граниты, – 550–515 млн.лет.

Геологические соотношения интрузивных пород вместе с радиологическими данными, выясненные на примере Северного Тимана, показывают, что вендомские габбро в кембрии подвергались гранитизации и сиенитизации во время становления соответствующих интрузий, после чего формировалась дайковая серия. В ее составе известно несколько генераций: 1) камптонитов (секущие сиенитизированные габбро имеют возраст 545 млн.лет), 2) мелкозернистых гранитов (535 млн.лет), 3) аплитов и сиенит-аплитов (520 млн.лет). Наиболее молодые – дайки эссекситовых порфиритов (512 млн.лет). Многофазными оказались также кварц-мусковитовые жилы и мусковитовые пегматиты п-ова Канин (570, 560, 525 млн.лет). В этом же интервале лежит возраст мусковита из грейзенизированных гранитов (550, 535 млн.лет).

Гранитоиды, возраст которых близок к 550 млн.лет, а также сопровождающие их продукты грейзенизации, по-видимому, относятся к орогенной стадии байкальского тектоно-магматического цикла.

С приведенными данными гармонируют датировки, характеризующие процессы регионального метаморфизма. Так, слюды из кристаллических сланцев показали возрасты, лежащие в интервале 560-600 млн. лет, возрасты же, полученные по валовым пробам из филлитов, распределены в более широком интервале (640-510 млн.лет). В некоторых разностях филлитов сказывается удревняющая примесь кластогенных калийсодержащих минералов.

В северном секторе Урала датированные кембрийские породы представлены в основном сиалитическими гранитоидами (Сердюченко, 1959) и различными метаморфитами.

На Полярном Урале (Харбейский антиклинорий, Марун-Кеуская антиклинальная структура) в ассоциации с рифейскими и вендомскими магматическими и метаморфическими образованиями известны (Удовкина, 1971) кембрийские проявления метаморфизма (550 млн.лет) и мигматизации (525 млн.лет), наложенные на кианитовый эклогит со Слюдяной горки и гранодиорит с р.Нягар-Нео-Шор. Датировка мусковита (500 млн.лет) из кварц-мусковитовой жилы, секущей эклогиты горы Конической, по-видимому, "омоложенная", так как слюда несет признаки изменений, затронувших и эклогиты. В них вблизи мусковитосодержащих жил отмечается вкрапленность более поздних фуксита и флогопита ( $490 \pm 20$  и  $475 \pm 20$  млн.лет соответственно).

На Приполярном Урале в пределах Ляпинского антиклинория к кембрию принадлежат выделенные М.В.Фишманом и Б.А.Голдиным (1963, 1965, 1969) Парнукский габбро-диоритовый и Сальнерско-Маньхамбовский<sup>1</sup> гранит-гранодиоритовый интрузивные комплексы (545-520 млн.лет). В них входят гранитоиды Няргинского (545 млн.лет), Торгового (535 млн.лет), Нягар-Нео-Шорского (527-525 млн.лет), Сальнерского (521 млн.лет), Парнукского (513 млн.лет) массивов, пегматиты Малдинского (525 млн.лет) массива и др. Во вмещающих породах наблюдается развитие инъекционно-метасоматических и метаморфических образований, связанных с гранит-гранодиоритовыми комплексами. Биотитизация и амфиболизация с замещением роговой обманкой первичного биотита и плагиоклаза характерны для северо-западной части Парнукского массива. Эти процессы, при их наложении на породы более древнего габбро-диоритового комплекса, порождают образования гибридного характера (Голдин, Фишман, 1967). Петрологические и структурные особенности байкальских гранитоидов и их взаимоотношения с струк-

<sup>1</sup> Почти все крупные гранитные массивы антиклинориев Северного сектора Урала, как установлено геолого-геохронологическими исследованиями, представляют собой многоэтапные и многофазные образования.

турами рамы позволяют относить эти породы к синорогенной (Кузнецов, Яншин, 1967) гранитной формации (Голдин, Пучков, 1970).

Косвенно подтвердился досреднекембрийский возраст маньинской свиты; секущий ее жильный гранодиорит с р. Торговой имеет возраст 535 млн. лет, а для наложенных метаморфических образований (серицит-хлорит-кварцевые сланцы из верхнего течения р. Вишеры) получено значение 548 млн. лет. Непосредственные определения по эффузивам (метадиабаз с р. Ниоле) и жильным породам (липарит с р. Тельпос) из маньинской свиты показали значения 291 и 362 млн. лет соответственно. Не исключено, что метадиабазы не эффузивные, а также, как и липариты, более молодые, жильные. В таком случае вопрос относительно их "омоложения" отпадает.

В центральном секторе Урала в миогеосинклинальной области к кембрию относятся жильные габбро-диабазы трапной формации с рек Улс (500 млн. лет), Северная Язьва и Косьва (520 млн. лет), липариты плато Кваркуш (517 и 530 млн. лет), кварцевые порфиры из шегровитской свиты с р. Вижай (500 млн. лет) и из Нязепетровского района (565 млн. лет). Омоложенные значения (511, 490 млн. лет) получены по диабазам из ашинской свиты с р. Усьва (Остроумова, Румянцева, 1967) и по некоторым разностям эпигенетически измененных кварцевых габбро-диабазов с р. Косьва.

В Центрально-Уральской зоне в Уфалейском гранитно-гнейсовом комплексе намечаются реликты переработанных кислых пород, принадлежащих, по-видимому, к гранитовой формации. Так, циркон из гранитов Язышского массива, расположенного в западной части Уфалейского комплекса, показал  $\alpha$ -свинцовую датировку около 500 млн. лет; 595, 543 и 531 млн. лет получены по нескольким валовым пробам амфиболитов, однако однозначная интерпретация этих значений затруднительна, так как не ясна природа (орто или пара) этих амфиболитов. Среди метаморфических образований известны также продукты амфиболитизации (545 млн. лет) некоторых основных пород Уфалейского комплекса (Овчинников, Дунаев, 1968), а на западном склоне Урала — продукты катаклаза, актинолитизации и биотитизации (594, 512 млн. лет), наложенные на пироксениты Суроямского массива, а также регионально-метаморфические сланцы с мусковитом или серицитом (например, мусковит-хлоритовый сланец из чувальской свиты с хр. Лиственичного, 500 млн. лет). Единичные кембрийские датировки (526, 525, 523 млн. лет) известны также в Сысертско-Ильменогорском гранито-гнейсовом комплексе, однако они характеризуют амфиболиты, которые для однозначной интерпретации (возраст пород или метаморфизма?) изучены недостаточно.

В южном секторе Урала в Центрально-Уральском поднятии к кембрийским образованиям относятся Белорецкий магмато-метаморфический комплекс, продукты регионального метаморфизма, наложенные на осадочные породы рифея и вендомия, а также приуроченные к зонам глубинных разломов проявления гидротермального метаморфизма. В Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях спорадиче-

ки выявляются реликты метаморфизованных в кембрии пород, переработанных при наложении последующих этапов метаморфизма.

Белорецкий комплекс, сформированный в течение байкальского цикла, складывается гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами, вмещающими интрузии и жильные тела сиалических гранитов с редкометальной специализацией. Начало становления гранитных интрузий (Ахмеровский массив) относится к венду, завершение — к кембрию. По мусковиту определен возраст грейзенизации — 552 млн. лет и пегматитов — 540 млн. лет. Бiotитовые гранито-гнейсы показывают значительный разброс возрастных значений (543–502 млн. лет), причем наиболее древние развиты по гранитам. Слюдяные, кварц-мусковитовые, кварц-полевошпато-мусковитовые и серицитовые сланцы Белорецкого комплекса (район. с. Серменево, хр. Маярдак, гора Россышная), в том числе развитые на субстрате аналогов авзянской и зильмердакской свит, представлены продуктами метаморфизма, приуроченного в основном к границе венда и кембрия, раннему и среднему кембрию (583, 580, 576, 567, 568, 560, 548, 530 млн. лет).

По мусковиту, наложенному на карбонатные породы с р. Тирлян, получено 544 млн. лет. Метаморфизм близкого возраста проявился и в более западных районах миегеосинклинальной области — в Бакало-Саткинском комплексе (углисто-серицитовые сланцы — 556–535 млн. лет, биотит-карбонатный сланец, развитый по диабазу, — 550 млн. лет). В Ямантауском антиклинории известны слюдяные кварциты и мусковит-хлорит-кварцевые сланцы (588 и 527–510 млн. лет соответственно). В Златоустовском районе по филлито-карбонатным сланцам уренгинской свиты получен возраст ее метаморфизма — 500 млн. лет. Измененный диабазовый порфирит из той же свиты Семибратского месторождения дал 534 млн. лет. В Кусинском районе отмечается наложенная на амфиболиты и габбро биотитизация (547, 542, 541, 525 млн. лет). Среди габбро Кусинско-Копанской интрузии, относящейся к рифею, имеется разность, для которой по роговой обманке получено  $570 \pm 70$  млн. лет (Овчинников, Дунаев и др., 1969). Возможно, однако, что эта датировка отражает возраст наложенного амфибола.

В районе Медногорска известны тектонические блоки слюдяных сланцев, датировки которых (более 400 млн. лет), судя по измененности слюд, несомненно омоложены. По В.И. Ленных (1966), эти блоки представляют собой отгорженцы фундамента Зилаирского синклинория, сложенного магматическими и метаморфическими образованиями, по генезису и возрасту подобными породам Белорецкого комплекса.

Судя по единичным возрастным значениям, можно предположить, что на восточном склоне Южного Урала в некоторых антиклинориях Восточно-Уральского и Зауральского поднятий сохранились реликты вендомско-кембрийского метаморфического субстрата. К ним относятся: гнейсы и кварц-хлорит-слюдяные сланцы из района Санарки (520 и 566 млн. лет), гранито-гнейсы (525 млн. лет) из района Наследницкого гранитного массива и кварц-серицитовые сланцы

(535 млн.лет) из Мариновского антиклинория (Овчинников, Степанов и др., 1969). Здесь, в районе развития венда (Евлятьев, 1970), кембрийским является секущий габбро-диорит (525 млн.лет).

В пограничной полосе Мугоджар и Южного Урала кембрийские датировки получены по амфиболлизированным габбро (568–520 млн.лет) из Кемпирсайского массива (Овчинников, Степанов и др., 1969).

В Мугоджарах кембрийский магматизм и метаморфизм наложены равным образом как на нижнюю – южноугоджарскую и среднюю – талдыкскую серии, отнесенные к среднему и верхнему рифею, так и на узункайрактинскую серию, в составе которой известны среднекембрийские отложения. Это свидетельствует об интенсивном проявлении эндогенных процессов конца кембрия и о более древнем (вендомском?) возрасте низов узункайрактинской серии. По данным А.А. Абдулина, Ю.А. Бурмина, В.Л. Зверева, К.Г. Кнорре, В.И. Ленных, А.В. Миловского и других, в Орь-Илекском и Восточно-Мугоджарском антиклинориях известны гранитоиды, пегматиты, гнейсы, амфиболиты и другие породы кембрийского возраста. В Орь-Илекской зоне – это граниты центральной части Бегетинского (505 млн.лет) массива и плагиограниты с р. Эбета (500 млн.лет), в Мугоджарском антиклинории – гранит-порфиры с р. Олы-Талдык (510 млн.лет), плагиограниты Карагандысайского массива (500 млн.лет) и биотитроговообманковые граниты (520 млн.лет) из Кайрактинского массива<sup>1</sup>. Интенсивное развитие в Мугоджарах позднебайкальского гранитного магматизма сиалического типа подтверждается также данными по пегматитам. Кембрийские пегматиты (датировки в интервале 550–515 млн.лет) установлены в Тик-Бутакском, Милисайском и Олы-Талдыкском пегматитовых полях (Бурмин, Зверев, 1969).

Возраст процессов метаморфизма, сформировавших двуслюдяные плагиогнейсы с р. Олы-Талдык, развитые по породам южноугоджарской серии, 540–505 млн.лет. Амфиболиты с рек Кара-Кары, Бала-Талдык и Олы-Талдык датируются в интервале 575–520 млн.лет. Метаморфические породы фации зеленых сланцев с кембрийским возрастом метаморфизма (570–505 млн.лет) известны как в Мугоджарском, так и в Орь-Илекском антиклинориях. Это в основном кварц-слодяные (двуслюдяные, мусковитовые, серицитовые) и кварц-альбит-хлоритовые сланцы, развитые по породам различных свит талдыкской и узункайрактинской серий.

Консолидированный вендомско-кембрийский фундамент Мугоджар, по-видимому, имеет блоковое строение. В некоторых блоках сохранились, как указывалось, даже породы рифейских структурных этажей, в других же и рифейские и байкальские консолидированные комплексы были полностью переработаны в более позднее время.

<sup>1</sup> Последний, по-видимому, многоэтапный, либо местами контактированный, так как для других разностей слагающих его гранитов получены более молодые возрастные значения (см. ниже).

Один из крупных погруженных блоков — Тургайский. Для него, кроме вендомского возраста микроклина из очкового гнейса, получен кембрийский возраст (542 млн. лет) мусковита из слюдяного сланца.

На территории Русской плиты, в ее восточных районах, в середине кембрия, как и в венде, имели место проявления отраженной активизации, выразившейся во внедрении интрузий щелочного состава (сиениты из скв. Гусиха, 2; 540 млн.лет).

Приведенное рассмотрение геохронологических данных отдельно по вендомии и кембрию преследовало цель показать конкретный фактический материал для этих, наименее изученных хроно-стратиграфических подразделений.

### **Некоторые особенности проявления байкальского тектоно-магматического цикла в Урало-Тимано-Мугоджарском регионе**

Несмотря на фрагментарность геохронологической характеристики вендомия и кембрия, она позволяет осветить основные черты истории эндогенных событий того времени в пределах изучаемого региона. Прежде всего отмечается "слоистость", неразделимая последовательность магматических и метаморфических образований венда и кембрия. Проявление байкальского цикла на Урале и в сопредельных областях Канинско-Тиманского поднятия, Печорской синеклизы и Мугоджар по петрологическим, геохимическим и металлогеническим особенностям магматизма и по пространственным закономерностям развития складчатых структур отличается большим своеобразием, что исключает объединение этого цикла с каледонским и герцинским циклами в единый поздне-докембрийско-палеозойский цикл. Именно с байкальской складчатостью Н.С. Шатский связывал существование на Урале длительного предордовикского перерыва. По этой причине на Урале (кроме отдельных небольших, в основном самых северных районов) отсутствуют морские кембрийские отложения.

Материалы по геохронологии байкальского цикла публикуются с 1960 г. (Овчинников, Гаррис, 1960; Гаррис, 1964, 1968, 1971, 1972, 1972а; Ивенсен, 1964; Голдин, Фишман, 1967; Бурмин, Зверев, 1969; Овчинников, Степанов и др., 1969; Фишман, Голдин, 1969; Удовкина, 1971; Кейльман и др., 1973 и др.). В настоящее время их накопилось достаточно, чтобы сделать некоторые общие выводы.

Возраст "нижнего" рубежа байкальского цикла (680 млн.лет) обосновывается совокупностью датировок (табл. 12), полученных по наиболее молодым глауконитам (685 млн.лет), лейкократовым гранитам, биотитовым иньектитам (674, 671 млн.лет) и траппам (670 млн.лет) позднего рифея, наиболее древним глауконитам из основания вендомия (укская свита — 676 млн.лет, усть-чурочинская свита 693–686 млн.лет) и по наиболее древним наложенным

Таблица 17

Результаты К-Аг датирования продуктов габброизации, амфиболы бургитовой формации Урала

№ по пор.	Номера проб	Место взятия проб, порода, минералы, по которым определялся возраст	К, %
<u>Кемпирсайский массив</u>			
1	А-1133	р. Шандаша, габбро-амфиболит, амфибол	0,31
<u>Хабарнинский массив</u>			
2	3854	Скв. 306, гл. 316 м	6,01
3	3855	Скв. 308, гл. 55,40 м Пироксенит, биотит	5,27
4	126/4511	Скв. 14, гл. 131,0 м Пироксенит, биотит	6,85
5	12	Скв. 10, гл. 168,4 м Пироксенит, биотит	6,52
6	А-1129	СВ часть массива, хромитовое рудопроявление Пироксенит (зона закалки)	0,18
7	А-1128	Там же. Исит, амфибол	0,92
8	А-918	Там же. Исит, секущий серпентинит, амфибол	0,85
9	А-1141	Там же. Амфиболит	0,36
10	2394- 2398	Пироксенит, биотит	6,62
<u>Суроямский массив</u>			
11	973	Златоустовский р-н, скв. 150, гл. 38-52 м. Пироксенит, биотит	6,32
<u>Тагило-Баранчинский массив</u>			
12		Пироксенит	

зации и биотитизации, наложенных на ультрабазиты дунит-гарц-

$Ag^{40},$ $10^{-9}$ г/т	Млн. лет	Автор коллекции; лаборатория; автор, год публикации
<u>Кемпирсайский массив</u>		
	570	Л.Н. Овчинников; ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников, Степанов и др., 1969
<u>Хабарнинский массив</u>		
231	495	И.И. Никитин; ИГ БашФАН СССР
166	415	То же
225	430	А.В. Миловский; ГЕОХИ - МГУ
220	440	То же
55	400	Л.Н. Овчинников; ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников, Степанов, и др., 1969
35	485±15	Л.Н. Овчинников; ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников, Степанов и др., 1969
30	460±30	И.Г. Черноусов; ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников, Степанов и др., 1969
12	427	Л.Н. Овчинников; ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников, Степанов, и др., 1969
189,9	380	Н.В. Павлов; ИГЕМ АН СССР
<u>Суроямский массив</u>		
773,5	594±7	С.А. Зорин; УТГУ; Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974
<u>Тагило-Баранчинский массив</u>		
	565±50 600±50	Л.Ф. Борисенко; ИГЕМ АН СССР

Таблица 17 (окончание)

№ по пор.	Номера проб	Место взятия проб, порода, минералы, по которым определялся возраст	K, %
<u>Качканарский массив</u>			
13	A-728	Гусевы горы, скв. 339, гл. 44,5 м. Роговая обманка из горнблендита	0,23
<u>Кумбинский массив</u>			
14	A-519	Баяновское м-ние, скв. 546, гл. 43 м. Бiotитовое габбро	0,93
<u>Марун-Кеусская структура Полярного Урала</u>			
Пироповые эклогиты, ассоциирующие с ультраосновными породами			
15	280	Роговая обманка (каринтин)	0,47±0,04
16	185/61	То же	0,46±0,03
17	183/61	"	0,45±0,03
18	65/11	"	0,63±0,05
20	223/76	Биотит из амфиболлизированного эклогита	6,75
<u>Войкаро-Сыньинский массив</u>			
21		Метасоматический флогопит из прожилков, рассекающих альбитово- роговообманковые сланцы и жадеиты, развитые в виде жилы в гипер- базитах	7,30±0,06

минералам (амфиболы, биотиты) из гипербазитов дунит-гарцбургитовой и габбро-дунит-пироксенит-габбровой формаций Урала (до 660 млн.лет, табл. 17).

На протяжении вендомия и большей части кембрия в Уральском регионе сформировался первый в его истории наиболее полный последовательный гомодромный набор эвгеосинклинальных магматических формаций (табл. 18). Он начинается дунит-гарцбургитовой (возраст < 680 и > 660 млн.лет) и спилит-диабазовой формациями (средняя часть маньинской свиты, низы кокпельской, бедамельской и косьвинской свит, мазаринская свита и др.), затем образуются габбро-диорит-диабазовая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-гра-

$A_r^{40}$ , $10^{-9}$ г/т	Млн.лет	Автор коллекции; лаборатория; автор, год публикации
-------------------------------	---------	--

Качканарский массив

600±70 ИГТ УНЦ АН СССР; Овчинников,  
Степанов и др., 1969

Кумбинский массив

570±15 То же

Марун-Кеусская структура Полярного Урала

23,4±0,05	615±60	Н.Г. Удовкина; ИГЕМ АН СССР; Удовкина, 1976
22,7±0,6	620±35	То же
22,3±0,6	625±35	"
32,1±0,06	635±60	"
350	650	Н.Г. Удовкина; ИГ БашФАН СССР; Удовкина, 1976

Войкаро-Сыньинский массив

223,8±3,4	402±5	В.Ф. Морковкина; ИГЕМ АН СССР; Морковкина, 1962
-----------	-------	--

нитовая и сиалическая гранитовая (600-550 млн.лет) формации, формация щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (600-580 млн.лет), а из эффузивных - орогенные липарит-базальтовая и липаритовая формации (древнее 598, 590-560 млн.лет), приуроченные к верхней части маньинской свиты и к саблегорской, лаптапайской, хойдышорской и молюдмусюрской свитам.

К постконсолидационному этапу принадлежат Лорцемпейский комплекс (515-465 млн.лет), трахиандезит-базальтовой формации, а также щелочно-ультраосновные и щелочно-базальтовые породы (545-512 млн.лет).

Таблица 18

Обобщенные основные геохронологические данные по магматическим образованиям байкальского тектоно-магматического цикла Урало-Тимано-Мугоджарского региона

Петрогенетические типы	Формация (ф.) и комплексы (к.)	млн. лет	Геохимическая и минералогическая специализация
Щелочно-ультрабазитовый - щелочно-базитовый	Ф. щелочных ультрабазитов и базальтоидов:		
	К. щелочных габброидов Тимана Косьюский к. Тимана	512-535 535-545	
Сиапический	Трахиандезит-базальтовая ф.:		
	Лорцемпейский к.	500-515	
	Липаритовая ф.:		Nb
	Кваркушский к.	530-565	
	Малдинский к.	500-600	
	Маньинский (в. часть свиты) к.	560-590	Zr, Mo
	Гранитовая ф.:		
	Сальнерско-Маньхамбовский к.	520-545	Zr, Ta, Nb Pb, Sn, лантаноиды
К. гранитов Тимана	530-550	Mo, Pb, Cu, Zn	
Белорецкий к.	550-600	То же	
К. гранитов Мугоджар	500-550;		
(граниты и пегматиты)	575-650		
Базальтоидный	Ф. щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов:		
	К. сиенитов Тимана	600-640	
	Габбро-диорит-гранодиоритовая ф.:		
	Парнукский к.	~545	
	Патокский к.	~600	Sc, Pb, Cu, Ba
	Липарит-базальтовая ф.:		
	Саблегорский к.	> 555	
	Габбро-диорит-диабазовая ф.:		
К. диабазов Северного Тимана	~620		
К. габброидов Северного Тимана	640		

Таблица 18 (окончание)

Петрогенетические типы	Формация (ф.) и комплексы (к.)	млн. лет	Геохимическая и минералогическая специализация
Базальтоидный	Манарагский к. (метаба- зиты)	600-(585)	Fe, Mg
	Бакальский к.	650	
	Габброиды неясной формационной принадлежности: Сысертско-Ильменогорский к.	525	
	Марункеуские габбро и апогаббровые эклогиты	600-635	
Ультрабазитовый	Дунит-гардбургитовая ф.: Войкаро-Сыньинский массив	>450	Cr
	Хабарнинский массив	>495	
	Кимперсайский массив	>570	
	Кумбинский массив	>570 $\pm$ 15	
	Суроямский массив	>595	
	Качканарский массив	>600 $\pm$ 70	
	Тагило-Баранчинский массив	>600-565	
	Ревдинский массив	>680 $\pm$ 30	
	Марункеуские эклогитизированные ультрабазиты неясной формационной принадлежности	>655	

Конкретные данные см. в табл. 17. В скобках - омоложенные датировки. Знак > относится к датировкам, полученным по наложенным минералам. При составлении данной таблицы использованы, кроме материалов Лаборатории изотопной геологии БашФАН СССР и геохронологической лаборатории УТГУ (Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974 и др.), материалы лаборатории ИГЕМ АН СССР (Удовкина, 1971 и др.); ИГТ УНЦ АН СССР (Овчинников, 1963; Овчинников, Степанов и др., 1969 и др.); ИГ Коми ФАН СССР (Мальков, Пучков, 1963; Ивенсен, 1964; Голдин, Пучков, 1970; Фишман, 1971; Фишман, Голдин, Юшкин, 1972; Голдин, Фишман и др., 1973 и др.); МГУ - ГЕОХИ (Миловский, Кнорре, 1965; Бурмин, Зверев, 1969 и др.).

Отголоски вендского кислого вулканизма запечатлены в туфогенных породах восточной части Русской плиты, известных в каировской свите и ее аналогах (585-600 млн.лет).

Следует отметить, что некоторое перекрытие приведенных датировок, а также отдельные случаи несовпадения геологической и радиологической последовательности тех или иных формаций связаны с неравноценной или с недостаточной изученностью последних и с разбросом датировок, обусловленных влиянием поздне- и послебайкальского щелочного метасоматоза и более молодых гипогенных процессов. Для некоторых магматических комплексов остались невыявленными или недатированными наиболее древние представители, поскольку они обычно более основные (меньше калия) и более измененные. Тем не менее только благодаря геохронологическим исследованиям для такого большого региона, как Уральский, появилась возможность выяснить общую картину смены во времени магматических формаций и наметить схемы корреляции слабо геологически изученных магматических и осадочных образований вендомия - кембрия.

Таким образом, именно с вендомия впервые в геологической истории Урало-Тимано-Мугоджарского региона началось становление настоящего геосинклинального (эвгеосинклинального) набора магматических формаций - от дунит-гарцбургитовой и спилит-диабазовой раннего вендомия до формаций сиалических кислых и щелочных пород венда - кембрия. Эвгеосинклинальный режим в Уральском регионе установился после заложения гипоглубинных (Суворов, 1973) разломов на рубеже позднего рифея и вендомия, послуживших путями проникновения гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Последняя, несмотря на то, что она датирована недостаточно точно (по наложенным минералам, имеющим кембрийский или вендский возраст), несомненно во всех структурно-формационных зонах Урала единая (одновозрастная) и в эвгеосинклинальном разрезе наиболее древняя, как это на большом фактическом материале убедительно показала С.В.Москалева (1972). На примере Кемпирсайского массива геологически был установлен по меньшей мере доордовикский возраст гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации (Павлов, Чупырина, 1966). Нижний возрастной предел этой формации ограничивается верхним рубежом рифея, когда на Урале господствовал совершенно иной миогеосинклинальный геотектонический режим.

Заложение эвгеосинклинальных зон вендомия обозначило границы Восточно-Европейской платформы в близком к современному виде.

Рубеж 680 млн.лет по его геологическому значению может быть определен как рубеж второго порядка, так как к этому времени относятся не только стратиграфические и формационные несогласия, но и существенные перестройки структурного плана и на платформе (рифейские авлакогены сменяются синеклизами), и в пределах Тимано-Печорской области, Урала и Мугоджар. В зонах, лежащих восточнее Башкирского и Кваркушко-Каменногорского мегантикли-

нориев, к этому рубежу приурочена интенсивная переработка (тектоническое раздробление и базификация) кристаллического фундамента вместе с покрывающим его рифеем, что и обусловило формирование пространной эвгеосинклинальной области, ставшей впоследствии ареной интенсивной складчатости, завершившейся уже в кембрии. К этому времени и приурочено широкое развитие сиалических магматических и метаморфических формаций, характеризующих окончание байкальского геосинклинального тектоно-магматического цикла, "верхний" рубеж которого имеет возраст около 520 млн. лет. Постконсолидационная стадия байкальского цикла в некоторых (геоантиклинальных) зонах захватывала поздний кембрий или даже ранний ордовик, в то время как в наложенных прогибах уже начиналось накопление нижних толщ следующего, каледонского структурного этажа.

Внутри байкальского цикла по стратиграфо-радиологическим и формационным данным намечается возрастной рубеж около 620 - 600 млн. лет, позволяющий подразделить его на ранне- и позднебайкальский этапы. Он отмечен завершением становления габбро-гранитной и началом образования сиалической гранитовой формаций. Последнюю И.Л. Лучинин (1968) рассматривает как вулканоплутоническую гранит-липаритовую ассоциацию. Указанное время можно считать границей геосинклинального и орогенного этапов байкальского цикла. Он вырисовывается как полностью развитый настоящий геосинклинальный тектоно-магматический цикл, в результате проявления которого на территории Урало-Тимано-Мугоджарского региона, восточнее Кусинско-Зюраткульского разлома и аналогичных разломов в центральном и северном секторах сформировалась пространная горная складчатая область субмеридионального простирания (ранние уралиты), включающая в зонах Центрально-Уральского, Восточно-Уральского, Зауральского и более восточных (погребенных) поднятий отдельные блоки переработанного дорифейского фундамента вместе с покрывающим его рифеем (см. главу VII). Глубинная магмато-метаморфическая консолидация этой области завершилась в конце кембрия. В последующее время байкалиты Урала в свою очередь были значительно переработаны в ходе эндогенных событий каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. В наименее переработанном виде до наших дней сохранились байкалиты Канинско-Тиманской области и фундамента Печорской синеклизы.

На примере изученного региона следует отметить, что граница докембрия и палеозоя (около 570 млн. лет), так ярко отразившаяся в эволюции органического мира, по сравнению с историко-геологическим (геотектоническим) рубежом, разделяющим время господства платформенно-миогеосинклинального режима рифейского мегацикла от платформенно-эвгеосинклинального режима вендомско-фанерозойского мегацикла, запаздывает на 100 с лишним млн. лет.

Выделение в Уральском регионе самостоятельной складчатости, сформировавшейся в венде-среднем кембрии, и соответственно самостоятельного структурного этажа со своими геосинклинальными и оро-

генными магматическими формациями, представляет принципиальный интерес для выяснения закономерностей локализации ряда эндогенных полезных ископаемых и выявления новых перспективных районов, особенно в связи с тем, что металлогеническая специализация магматических формаций вендома и кембрия весьма разнообразна (см. главу VI и табл. 27). Для раннего вендома характерны месторождения и рудопроявления хрома, талька, асбеста, сидеритов и магнетитов, а для венда – кембрия – цветных и редких элементов. В ближайшие годы байкалды Урала необходимо рассматривать как объект специального комплексного геолого-геохронологического, петролого-геохимического и металлогенического изучения.

### КАЛЕДОНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Самостоятельность проявления тектоно-магматического цикла на Урале, его границы и внутренняя периодичность (этапность) дискуссионны. Наличие каледонских складчатых структур на Урале впервые установил А.В. Хабаков (1935). И.Д. Соболев (1963) в сквозном ордовикско-пермском тектоно-магматическом цикле выделяет пять фаз каледонских "складчатых движений", обнимающих время от ордовика до намюра включительно. В.М. Сергиевский (1963) ордовикско-гриасовый цикл подразделяет на пять этапов (стадий) развития, причем в первую стадию включает время от ордовика до начала среднего девона, во вторую – от среднего девона до начала карбона и т.д. Д.С. Штейнберг (1963, 1964), рассматривая общий каледоно-варисский тектоно-магматический цикл, иногда обособляет каледонский, начиная его с ордовика. Каледонскую складчатость на Урале выделяет Д.В. Наливкин, подчеркивая при этом, что к числу доказательств ее проявления следует относить не только наличие соответствующих перерывов и угловых несогласий, но и развитие интрузий (1962, стр. 355).

Наиболее последовательные доказательства в пользу обособленности на Урале каледонского цикла приводит А.А. Пронин (1965, 1969). Он учитывает как стратиграфические и тектонические, так и петрологические, историко-геологические и даже геохронологические данные. Салаирскую фазу тектогенеза, в отличие от Н.С. Шатского, А.А. Пронин включает в каледонский цикл и считает ее начальной фазой этого цикла. Проявлениям таконских тектонических движений он отводит значение местных, а наиболее интенсивной считает позднекаледонскую складчатость, признавая ее за эвгеосинклиальной. Граница с герцинским циклом им принимается в начале среднего девона. В формировании современной структуры Урала каледонской складчатости автор отводит даже большую роль, чем герцинской.

Совокупность геолого-геохронологических данных (около 400 К-Аг, U-Th-Pb и Rb-Sr датировок) позволяет объединять послекембрийские и досреднедевонские проявления магматизма, метаморфизма и тектогенеза в самостоятельный – каледонский цикл геоло-

гической истории Урала и связывать с ним становление в ряде структурно-формационных зон эвгеосинклинальной его области собственного складчатого структурного этажа, а в миогеосинклинальной области Урала и в Тимано-Канинско-Печорском регионе - развитие процессов отраженной активизации ("оживление" разломов, зональный и локальный метаморфизм, небольшие интрузии кислого и щелочного состава).

Как показано в ряде предшествующих работ (Гаррис, 1963, 1964, 1968, 1972а; Гаррис, Лозовая, 1972; Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974, 1974а), самостоятельность каледонского тектоно-магматического цикла на Урале и в Мугоджарах вовсе не означает полного и повсеместного восстановления эвгеосинклинальных условий. После байкальской складчатости охватываемая ею огромная территория в результате постконсолидационных процессов в конце кембрия - начале ордовика начала дифференцироваться на блоки и зоны поднятий и прогибаний. Канинско-Тиманско-Печорская ветвь байкальской складчатой области прилепилась к платформе, а на Пай-Хое и на Полярном Урале прогибание с накоплением морских отложений началось уже в позднем кембрии (Иванова, 1958).

На западном склоне Урала прогибы криптогеосинклинального (Огаринов, Сенченко, 1974) характера (Зилаирский синклиниорий, Няезпетровская структура) стали формироваться с ордовика, на восточном же склоне Урала вдоль Главного глубинного разлома и в более восточных зонах (Зауральский прогиб) в это же время возникли наложенные прогибы эвгеосинклинального типа. Некоторая неодновременность (или различная интенсивность) отрицательных движений, в результате чего возраст трансгрессивной серии каледонского структурного этажа колеблется от позднего кембрия до позднего ордовика, не означает "расплывания" границы каледонского и байкальского циклов. Ее определяет возраст байкальских орогенных формаций.

Каледонский цикл (520-370 млн. лет) подразделяется на три этапа магматизма и метаморфизма - ранний, средний и поздний; позднекаледонский этап проявился в пространственном отношении наиболее широко. Его характеризует 250 изотопных датировок. Раннекаледонский этап приблизительно соответствует позднему кембрию и раннему ордовику, среднекаледонский - позднему ордовику и раннему силуру, а позднекаледонский - позднему силуру и раннему девону. Внутрикаледонские границы близки к 450 и 420 млн. лет (см. табл. 23). Они обосновываются возрастом соответствующих кульминаций эндогенных процессов - интрузивного магматизма, регионального, контактового и гидротермального метаморфизма. Интересно, что тектонические фазы, выделенные на Урале в разное время разными авторами - предсреднеордовикская, предраннесилурийская (арденнская, салатимская) и предсреднедевонская (тагильская, североуральская) по геологическому возрасту соответствуют рубежам, разделяющим каледонский цикл на указанные этапы.

Рассмотрим фактический материал по возрасту каледонских эндогенных образований в изучаемом регионе (в направлении с СЗ на ЮВ).

На территории восточных районов платформы и риферской миеогеосинклинальной области Тимана и Урала они практически отсутствуют (кроме мелких локальных приразломных проявлений).

В зоне байкалид Канинско-Тоиманско-Печорской области известны каледонские магмато-метаморфические наложения. Наиболее древний возраст показали филлит (483 млн. лет) и гранит (480 млн. лет) с п-ва Канин. На Северном Тимане им соответствует порфириовидный гранит (480 млн. лет), секущий кембрийские граниты. Кроме того, известны более молодые гранитаплиты (445 млн. лет).

В пределах Северного сектора Урала к каледонскому циклу принадлежат габброиды, гранитоиды и различные метаморфические породы. Наиболее ранние, характеризующие послебайкальскую постконсолидационную стадию, — самые молодые представители Лорцемпейского трахиандезит-базальтового комплекса (500–465 млн. лет), включающего эссекситовые габбро-диабазы, датированные в 490 млн. лет. На Пай-Хое известен габбро-диабазовый комплекс (465 – 400 млн. лет). Близок к ним по времени Манарагско-Свиягский габбро-монзонит-сиенитовый комплекс (Фишман и др., 1969). Проявления активизации (пегматиты с р. Николай-Шор и граниты Маньхобюевского массива) имеют возраст 490 млн. лет. Более молодыми (465 млн. лет) являются липаритовые порфиры Пайпудынского комплекса.

К средне- и позднекаледонскому этапам принадлежат гранитоиды — кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскитовые граниты Полярного Урала (р. Лагорта, руч. Оник-Шор, оз. Янас-Лор). Их возраст в пределах 430–370 млн. лет. В интервале 440–430 млн. лет датированы: тоналит из Собского габбро-тонолит-диоритового комплекса, кварцевый диорит с р. Собь, некоторые разности из Игшорского, Народнинского и Парнукского массивов, кварц-палевошпатовая жила с верховьев р. Няро-Шор. Продукты метаморфизма различных фаций, в частности Балашевские гранито-гнейсы (450–404 млн. лет), гнейсы с верховьев р. Няро-Шор (417 млн. лет), показали более широкий диапазон возрастных значений, что связано с влиянием реликтов более древних пород.

Третий этап каледонского цикла проявился в северном секторе Урала более широко. К нему принадлежат гранодиориты из Конгорского комплекса (380 млн. лет), плагиограниты и кварц-мусковитовые жилы (405–360 млн. лет) Слюдяной горки, граниты с р. Наягар-Нео-Шор (368 млн. лет), некоторые разности гранитов и гранитоидов из массивов Мань-Хамбо (392–385 млн. лет), Няринского (360–370) млн. лет), Парнукского (390 млн. лет), Банного (394 млн. лет), Народнинского (370 млн. лет), гранодиориты с р. Большой Паток (395 млн. лет), тоналиты с р. Орех-Югань (400 млн. лет) и др. Известны и метаморфические породы — гнейсы и слюдиты со Слюдяной горки (406–377 млн. лет) и пр.

Для ряда байкальских массивов гранитоидов характерно наложение каледонских гранитопроявлений или продуктов метасоматоза (калишпатизация, мусковитизация). Такие массивы, как Мань-Хамбо, Малдинский и Парнукский, могут служить примерами полихронных образований.

Для центрального сектора Урала специфична по сравнению с северным и южным секторами сжатость его структур и более глубокий и широко развитый герцинский метаморфизм, что определяет проявление в некоторых зонах "омолаживающего" воздействия этих процессов и на байкальские, и на каледонские образования.

К каледонскому циклу в Центральном секторе принадлежат габброиды, гранитоиды, щелочные породы, эффузивы различного состава, а также продукты регионального, зонального и локального метаморфизма.

В пределах миогеосинклинальной области к раннекаледонскому этапу относятся граносиениты и нефелиновые сиениты Нязелетровского и Троицкого массива (480-450 млн. лет), а также гранитоиды, Мойвинской и гнейсо-граниты Велсовской и Шудьинской интрузий - 485-450 млн. лет по приближенным данным  $\alpha$  - свинцового метода (Овчинников, Степанов и др., 1969). Аргоновая датировка гранитов Шудьинского массива 320 млн. лет. Возможно, что она характеризует процесс их микроклинизации. Представителями позднекаледонского этапа здесь являются гранитоиды Посьмакской интрузии (390 млн. лет), прорывающие доордовикские отложения. В Суроямском гипербазитовом массиве наложение фельдшпатизации и биотитизации проявилось и в позднекаледонское время (около 380 млн. лет). К гипабиссальным породам каледонского цикла в миогеосинклинальной области относятся разнофазные габбро-диабазы с р. Косьвы, секущие керносскую свиту (450-360 млн. лет), к вулканогенным - "омоложенные" из-за рассланцевания и серицитизации кислые эффузивы шегровитской свиты с рек Колва и Вильва (450 млн. лет). Метаморфические образования фации зеленых сланцев, наложенные на различные породы докембрия (ослянская, велсовская, хабеинская, чувальская свиты), принадлежат к позднекаледонскому и даже герцинскому времени (375-315 млн. лет).

В Уфалейском комплексе каледонские магматические и метаморфические образования установлены благодаря детальным работам В.И. Ленных, а позднее Г.А. Кейльмана и А.П. Гревцовой. Здесь известны каледонские амфиболиты (около 450-400 млн. лет), гнейсы (410-385 млн. лет), различные кристаллические сланцы (465-360 млн. лет) и гранитоиды. Среди последних - граниты из района Слюдорудника (по биотиту и калиевому послевому шпату 398 и 395 млн. лет). Аплиты показали возраст 365-370 млн. лет. Распространение каледонских образований в Уфалейском комплексе несомненно более широкое, чем это вырисовывается по имеющимся данным. Мощная иньекционная и метаморфическая переработка комплекса в герцинское время завуалировала каледонские образования.

Каледонский магматизм и метаморфизм сыграли существенную роль в формировании полихронных гранито-гнейсовых комплексов Среднего и Южного Урала – таких как Салдинский, Мурзинско-Адуйский и Сысертско-Ильменогорский. В Салдинском комплексе наиболее древними каледонскими образованиями оказались амфиболиты р. Исы (454 млн. лет), габбро из Пийского участка (431 млн. лет), гранодиориты и диориты пос. Жданка и Бородинка (428–410 млн. лет), плагиограниты, граниты и пегматиты Верхотурского гранитного массива (397–375 млн. лет). Позднекаледонские (около 370–380 млн. лет) граниты и гранит-порфиты вскрыты скважинами близ г. Красноуральска и на Пийском участке. В Сысертско-Ильменогорском гранито-гнейсовом комплексе близкий по возрасту метаморфизма апогаббровый амфиболит известен близ оз. Еланчик (465 млн. лет). Для гранитов и плагиогранитов с уч. Мраморский и с оз. Увильды получены датировки в пределах 465 – 411 млн. лет. Позднекаледонские плагиограниты имеют возраст 383–370 млн. лет.

На основании массовых радиологических данных, полученных А.П. Гревцовой (Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974) по названным гранито-гнейсовым комплексам, можно считать, что каледонский магматизм породил своеобразный габбро-диорит-плагиогранит-гранитный интрузивный комплекс, существенно отличающийся от герцинских габбро-гранитных интрузий.

К каледонским метаморфическим образованиям в составе Салдинского и Сысертско-Ильменогорского гранито-гнейсовых комплексов могут быть отнесены разнообразные амфиболиты, мигматиты, гнейсы и кристаллические сланцы гнейсового ядра и сланцевого обрамления. В одних случаях это – продукты метаморфизма, в других – полиметаморфизма (с наложением каледонских метаморфических минералов на породы, подвергшиеся метаморфизму в кембрийское время). В названных гранито-гнейсовых комплексах проявились два этапа метаморфизма – раннекаледонский и позднекаледонский. Для первого характерно образование амфибол-, биотит- и плагиоклаз-содержащих пород – амфиболитов, плагиогнейсов, амфибол-биотит-кварцевых, амфибол-хлоритовых, графито-слодяно-кварцевых, графито-палевошпато-слодяных сланцев. Возраст сформировавшего их последнего метаморфизма лежит в интервале 480–410 млн. лет. В позднекаледонскую группу входят плагиоклаз-, биотит-мусковит- и кварцсодержащие гнейсы и микрогнейсы, мигматиты, биотит-, мусковит- и серицит-кварцевые сланцы с альбитом, кианитом, хлоритом, хотя встречаются и амфиболовые разности. Датируются эти породы обычно в интервале 390–360 млн. лет. Они часто бывают “омоложены” под воздействием диафореза, щелочного метасоматоза или других процессов герцинского цикла. Позднекаледонский метаморфизм, наложенный на различные породы Салдинского комплекса, вероятно, связан с внедрением гранитоидных интрузий – Черпошйской, Пийской, Чирок, Серебрянской, Верхотурской и др.

В Сысертско-Ильменогорском комплексе наблюдаются аналогичные закономерности. Амфиболовый гнейс из вишневогорской свиты, небитотизированные амфиболиты и амфиболитовый сланец дали значения в интервале 477–457 млн. лет, а по биотитизированному амфиболиту получено 389 млн. лет. В то же время имеются и безамфиболовые биотитовые раннекаледонские породы, например микрогнейс с берега оз. Иткуль (422 млн. лет по биотиту). Ксенолит микрогнейса дал омоложенную датировку – 415 млн. лет. Последняя соответствует возрасту биотита из магматита с Косых гор (413 млн лет). К позднекаледонскому этапу метаморфизма относятся биотитовый гнейс с берега оз. Миассово (375 млн. лет), слюдяно-кварцевые сланцы из района д. Ларино (386 млн. лет), кварцсерицитовые сланцы и филлиты из Полевского района (370 млн. лет) и др.

Таким образом, интенсивная магмато-метаморфическая переработка в течение герцинского цикла не привела в гранито-гнейсовых комплексах к тотальному "омоложению".

В пределах Тагильского мегасинклинория к каледонскому циклу принадлежит габбро-сиенитовая формация Платиноносного пояса. Габбро-пегматиты из рудного поля Пийского месторождения железа показали возраст 475 млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1966). Наиболее детально геохронологически изучен интрузивный комплекс (Гревцова, 1966; Овчинников, 1963; Овчинников и др., 1969). На его примере можно оценить длительность (около 100 млн. лет) многофазной дифференциации магматических очагов каледонской габбро-сиенитовой формации. Наиболее древний из изученных разновидностей габбро (460–475 млн. лет). Близкий возраст (460±20 млн. лет) имеют диориты. Позднее формировались сиенит-диориты (440 млн. лет), а также известково-щелочные сиениты и сиенитовые пегматиты (390–370 млн. лет).

Рудоносные контактово-метасоматические образования гор Благодать и Высокая близки к сиенитам – около 370 млн. лет. Жильные сиенит-порфиры (350–360 млн. лет) принадлежат уже к постконсолидационной стадии. На сиениты наложены проявления герцинского калиевого метасоматоза (полевошпатовая фракция микроклинизированных сиенитов – 344 млн. лет), а на весь комплекс в целом – дайки карбоновых авгитовых порфиритов (293–306 млн. лет).

На Пийском участке выявлена последовательность эндогенных процессов, имеющих отношение к рудообразованию: плагиогранитизация (425 млн. лет), скарнирование (между 411 и 375 млн. лет), интрузия гранитов (375 млн. лет), грейзенизация (375–350 млн. лет), герцинский калиевый метасоматоз. Среди интрузивных пород раннего и среднего этапов каледонского цикла в Тагильском мегасинклинории и в более восточных структурно-формационных зонах Северного и Среднего Урала известны, кроме габброидов, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, аляскитовые граниты и пегматиты.

Соотношения разновозрастных магматитов в каледонском структурном этаже на примере Тагильского комплекса показаны на рис. 11.

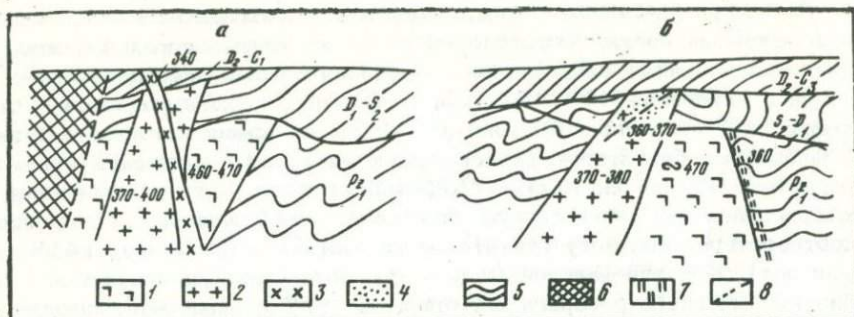


Рис. 11. Геолого-геохронологическая схема строения каледонского структурного этапа ( $D_2 - P_2$ ) эвгеосинклинальной зоны Урала (Гаррис, Лозовая, 1972). Левая часть рисунка - Тагило-Магнитогорское погружение, правая часть - Зауральское поднятие

1 - габбро, диориты, кварцевые диориты; 2 - граниты биотитовые, плагиограниты и сиениты; 3 - сиенит-порфиры, сиенит-пегматиты; 4 - зона грейзеизации; 5 - осадочно-вулканогенные породы; 6 - метаморфические комплексы Урал-Тау; 7 - зона разгнейсования; 8 - тектонические нарушения; 360- калий-аргоновые датировки, млн. лет

В других районах эвгеосинклинальной зоны центрального сектора Урала к позднекаледонскому (около 370-380 млн. лет) этапу принадлежит габбро Виткульского и Рассольненского массивов, габбро из Княсьинского гранитоидного массива, плагиогранит из района пос. Андриановичи, а также различные средние и кислые жильные породы, связанные с массивами гранитоидов. (кварцевый диорит из Ауэрбаховского, диорит из Павдинского, плагиогранит из Старо-Кривчанского, плагиогранит и диорит-порфир из эндоконтактов Верх-Исетского, сиенито-диорит из Покровского массивов и др.).

В южном секторе Урала каледонские образования развиты более широко и лучше изучены. В миогеосинклинальной области датированы наложенные на вендомско-кембрийский и более древние структурные этажи продукты прогрессивного и регрессивного (глубинный диафторез) метаморфизма, небольшие интрузивные и метасоматические тела в зонах глубинных разломов, а в эвгеосинклинальной области - габброиды, гранитоиды, различные вулканиты, метаморфические сланцы и разнообразные околорудные гидротермальные метасоматиты, связанные с месторождениями колчеданного и других типов.

В пределах Башкирского антиклинория к проявлениям гидротермального метасоматоза относится биотитизация, наложенная на плагиогранит из месторождения Черная Речка близ Кусы, на некоторые разновидности гранитов Рябиновской интрузии, а также на различные породы из той же зоны Кусинско-Зюраткульского шва, в том числе, на участке тантало-ниобиевого рудопроявления "Сибирка" (интервал 475-410 млн. лет).

Общая черта для магматических и метаморфических образований палеозоя Центрально-Уральского поднятия в южном (как и в северном) секторе Урала — полихронность развития, что объясняется приуроченностью каледонских и герцинских эндогенных проявлений к одним и тем же зонам глубинных разломов (структурных швов) допалеозойского заложения, ограничивающих с обеих сторон названную структурно-формационную зону. К последней относятся Уфалейский, Златоустовский и Белорецкий комплексы (Ленных, 1966).

В Златоустовском комплексе ставролит-гранато-сланяные сланцы и гнейсы датируются по мусковиту в интервале 435–400 млн. лет; по слюдяным кварцитам и слюдяно-гранато-кианитовым сланцам получено значение около 380 млн. лет. Возраст пегматитовых жил, развитых в кристаллических сланцах, 406, 404 и 386 млн. лет. Интрузивные массивы в районе г. Златоуста образовались в том же интервале времени (440–380 млн. лет), но в дальнейшем подвергались герцинским метасоматическим воздействиям. К таковым относятся Дегтярская (440–437 млн. лет) и Сыростанская (388 млн. лет) гранитные интрузии, а также нефелиновые сиениты, вскрытые бурением у д. Прохорова (378 млн. лет).

Расположенные южнее Барангуловский и Мазаринский гранитные массивы датированы пока приближенно. Для первого по темноцветной биотитсодержащей фракции получено 418, а по валовой пробе — 380 млн. лет, для второго же по наложенному микроклину — 360 млн. лет. Если свинцовая датировка циркона из Мазаринского массива —  $630 \pm 60$  млн. лет не превышена, то можно полагать, что этот массив полихронный. Вмещающие Мазаринскую интрузию слюдяно-хлорито-кварцевые сланцы по биотиту и мусковиту дают значения 444 и 439 млн. лет, а по породе 414 и 382 млн. лет.

Метаморфические комплексы южной части хр. Урал-Тау — суванякский и максютовский, отнесенные Д.Г. Ожигановым по степени метаморфизма к протерозою, возникли в результате палеозойского метаморфизма. Детально изучавшийся В.И. Ленных (1963, 1966, 1968, 1973а) максютовский комплекс представляется продуктом глубинного диафтореза, имевшего место в течение среднего и позднего этапов каледонского цикла. Возраст мусковита из слюдяных глаукофановых сланцев, кварцитов, кварцевых жил и эклогитов этого комплекса в пределах 434–370 млн. лет (среднее из 21 датировки 400 млн. лет). Каледонский метаморфизм наложен на продукты более древнего метаморфизма, обусловившего эклогитизацию рифейских и вендомских габброидов и ультрабазитов. На протяжении силура и раннего девона максютовский комплекс находился на значительных глубинах в условиях стресса, что, по-видимому, было связано с активизацией движений в зоне Главного Уральского разлома.

Время главного этапа метаморфизма пород суванякского комплекса по предварительным данным также может считаться каледонским, так как по слюдяным кварцитам и сланцам кваркушской и уткульской свит получены значения 425 и 395 млн. лет (Ленных,

1963; Овчинников, Степанов и др., 1969), а по серицитовым сланцам узьянской свиты венлока из района поселков Узья и Азнагулово - 410 и 415 млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1969).

В эвгеосинклинальной области восточного склона Урала отдельные массивы каледонских гранитоидов выделены в зонах Магнитогорского погружения, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. В первой зоне к позднекаледонскому этапу относится гранит-порфир из Грязновского массива (380 млн. лет) и некоторые разности гранитов Кассельского массива (около 370 млн. лет).

Для Тагило-Магнитогорского мегасинклиория получено большое количество датировок гидротермально-метасоматических окolorудных серицитсодержащих образований, сопровождающих колчеданные месторождения и рудопроявления. По возрасту они относятся к трем группам - 430-410, 370-350, и 315-290 млн. лет. Рассмотрение их приведено в главе VI. Вмещающие вулканогенные образования этой зоны как в южном, так и в центральном и северном ее секторах, несмотря на многочисленные определения, в большинстве случаев датировать не удается, так как возрастные значения часто омоложены. Это, по-видимому, объясняется тем, что на фоне слабой радиологической компетентности ("легкость" перекристаллизации, метасоматических замещений) эффузивных пород в эвгеосинклинальных условиях они на протяжении каледонского и герцинского циклов служили субстратом для развития процессов зеленокаменного и гидротермального окolorудного метаморфизма. Калий-аргоновые датировки обычно отражают возраст не исходных пород, а преобразующих процессов. Неперекристаллизованные, хорошо сохранившиеся эффузивные и субвулканические породы показывают датировки, соответствующие их геологическому возрасту; например, ордовикский гиалобазальт из Ивдельского района - 450 млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1969), силурийские порфиры из Карпинского и Ново-Лялинского районов - 450 и 445-424 млн. лет соответственно (Овчинников и др., 1969) и др.

В пределах Восточно-Уральского поднятия по пегматитам Шотинского (Средне-Ушкатинского) массива получены датировки в интервале 382-357 млн. лет. Геологические свидетельства о существовании в этом районе досреднедевонских гранитов отмечены П.В. Лядским и И.А. Мудровым; установленными гальку гранитов в живецких конгломератах.

Для метаморфических пород Восточно-Уральского прогиба, которые Н.Ф. Мамаев относит к докембрию, а большинство геологов - к ордовику, получены датировки процессов метаморфизма - 479, 425 и 380 млн. лет (соответственно - серицит-хлорит-глинистый сланец из скв. 21 на г. Маячная, филлит из района п. Рымникский и катаклазит по породам каменнодольской свиты из разреза Каменного Дола). Приведенными определениями дискуссионный вопрос о возрасте названных отложений не решается, так как не полностью перекристаллизованные сланцы с г. Маячной могут содержать уд-

ревяющую примесь радиогенного аргона в пелитовых частицах терригенного происхождения.

В Зауральском поднятии каледонские интрузивные и метаморфические образования известны более широко. В разрезе по р. Санарке к западу от г. Троицка датированы диоритовые порфиры и парагнейсы (448 и 444 млн. лет), а по р. Уй — слюдяные породы из подсреднеордовикского кварцито-сланцевого комплекса (максимальное значение — 445 млн. лет). Для гранодиоритов из района пос. Нижняя Санарка по циркону ( $\alpha$ -Pb) методом получено  $425 \pm 35$  млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1969). В районе пос. Башкирово Челябинской области установлены каледонские габбро (438 млн. лет), в Кунашакском районе — лампрофиры (409 млн. лет), сиенит-порфиры (390 млн. лет) и плагиограниты (382 млн. лет), а в Шумихинском районе Курганской обл. — гранодиорит (416 млн. лет).

Южнее, в зоне Троицко-Кенгусайского антиклинория выделяется крупный блок каледонской стабилизации, к которому приурочен ряд гранитоидных массивов, сложенных диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами и гранитами. Это Марининско-Андреевская, Мечетная, Надеждинская, Владимировская, Воробьевская, Михайловская и Милютинская интрузии. Досреднедевонский возраст Марининско-Андреевской интрузии не вызывает сомнений, поскольку пелитоморфные неперекристаллизованные битуминозные известняки с фауной эйфеля (Смирнов, Смирнова, 1953) залегают в нескольких метрах от эвзоконтакта интрузии. Из восьми K-Ar датировок семь лежат в интервале 370–385 млн. лет и только одна, полученная по роговой обманке из диорита более ранней фазы, дала значение 460 млн. лет. Возраст наложенного биотита 370 млн. лет. Роговая обманка из наиболее древних горнблендитов Марининского комплекса (р. Жилкуар у совх. Чайковский) показала 495, а наложенный биотит — 360 млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1969). По мусковиту из зон грейзенизации, связанных с Марининскими гранатами, получено 370 млн. лет. Андреевский массив несет следы герцинской микроклинизации.

В Мугоджарах кристаллические образования каледонского тектономагматического цикла установлены как в Орь-Илекском, так и в Мугоджарском антиклинориях. К ним относятся в основном граниты, пегматиты, гнейсы, амфиболиты, разнообразные метаморфические сланцы и продукты биотитизации (флогопитизации), наложенные на байкальские гипербазиты. Для части пород фации зеленых сланцев не исключено получение "гибридных" каледонских датировок при неполной переработке (гомогенизирующей перекристаллизации) более древних магматических и метаморфических образований (вероятно, базальтоидного происхождения). Кислые интрузивные породы на Орь-Илекском водоразделе (граниты, вскрытые скважинами 23 и 121) имеют возраст 375 млн. лет. В Мугоджарском антиклинории на р. Балаталдык ниже метеостанции выявлена дайка порфирита (425 млн. лет), секущая плагиогнейсы борыксай-

ской свиты, а в урочище Талдык – тело граносиенит-порфира (397 млн. лет). На реках Мили-Сай, Ащисай, Балаталдык с притоками и рч. Шебектысай для гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов, аляскитовых и грейзенизированных гранитов получены близкие значения, лежащие в интервале 395–360 млн. лет.

Довольно много данных (20 датировок) имеется по каледонским пегматитам. Среди них приблизительно выделяются две возрастные группы: 460–410 и 380–365 млн. лет. К первой относятся мусковитовые пегматиты из Милисайского, Кандыкаринского, Тулепсайского, Олыталдинского и Катърсайского пегматитоидных полей и из Актастинского гранитного массива, к более молодой – кроме пегматитов из первых четырех полей, еще пегматиты из Балаталдыкского гранитного массива и с р.Есенжал. По данным альфа-свинцового метода (Краснобаев, 1966) циркон из гранитов и гнейсов с р. Жаман-Кайракты датируется соответственно 450±40 и 425±30 млн. лет. Интерпретировать наиболее древние (около 450 млн. лет) К–Аг датировки пегматитов можно двояко. Либо пегматитообразование в Мугоджарском антиклинории проявлялось в это время в процессе активизации байкальской жесткой структуры, либо приведенные возрастные значения отражают результат наложения на байкальские породы каледонских метасоматических воздействий. Нельзя сбрасывать со счета и возможное влияние мезозойского выветривания. Для однозначного решения поставленного вопроса необходимо проведение специальных исследований с выявлением материнских интрузий и изучением сохранности радиогенного аргона. В пользу представления о раннекаледонской активизации байкалид Мугоджарского антиклинория свидетельствуют возрастные значения мусковитов и микроклинов из амплито-гнейсов, гранито-гнейсов и плагиогнейсов с рек Балаталдык, Каинды, Шолак-Кайракты, Чилисай и рч. Милисай, лежащие в пределах 495–420 млн. лет.

Амфиболиты с р. Олы-Талдык показали возраст метаморфизма в интервале 465–410 млн. лет. В близком диапазоне (465–390 млн. лет) находятся датировки метаморфических слюд из сланцевого комплекса с р. Эбеты и рч. Кандыкар.

Значительное число данных получено для различных метаморфических пород амфиболитовой фации Орь-Илекского и Мугоджарского антиклинориев, характеризующих время завершения процессов каледонского метаморфизма (около 390–370 млн. лет). Часть датировок из указанного интервала, возможно, отражает процессы "метаморфического гибрицизма" в полиметаморфических комплексах.

Многообразны проявления зонального и локального метаморфизма, развитые по различным интрузивным и эффузивным породам. Они обычно связаны с разломами и с очагами гидротермально-метасоматических процессов. В качестве примера каледонских метасоматических преобразований ультрабазитов могут быть приведены датировки (табл. 17) наложенных на ультрабазиты Хабарнинского массива биотитов (интервал 380–495 млн. лет) и амфиболитов (460–430 млн. лет), а также флогопита из Кемпирсайского мас-

сива (400 млн. лет). Кроме того, в составе Хабаровинского массива присутствуют самостоятельные каледонские пироксенитовые тела базальтоидного типа, по которым получено 400 млн. лет (Овчинников, Степанов и др., 1969).

В заключение геохронологической характеристики проявлений в Уральском регионе и сопредельных областях каледонского тектономагматического цикла отметим, что в эвгеосинклинальных прогибах типа Тагило-Магнитогорского, Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского после интенсивной переработки байкальского фундамента, длившейся около 40 млн. лет, в интервале 480-370 млн. лет образовался новый гомодромный набор магматических геосинклинальных и орогенных формаций от габброидов (базальтоидов) до сиалических гранитов (см. главу VI и табл. 24 и 25). Последние развиты также в сопредельных антиклинорных зонах (например, в Зауральском поднятии). В зонах более слабого преобразования байкалид заложилась криптогеосинклинальные прогибы типа Зилаирского мегасинклинория и Безгодовско-Староуткинского прогиба, для которых отмечаются лишь слабые проявления каледонского магматизма. Кроме того, выделяются зоны приразломной магмато-метаморфической активизации байкальского и рифейских структурных этажей, затронувшей в основном Канинско-Тиманско-Печорскую область, Центрально-Уральское поднятие и Мугоджарский антиклинорий.

В каледонском наборе интрузивных формаций не фигурируют ультрабазиты. Вопрос об их присутствии — дискуссионный. Приведенный фактический материал не позволяет относить к каледонскому циклу дунит-гарцбургитовую формацию Урала, так как во всех известных случаях позднекембрийский, ордовикский, силурийский или раннедевонский возраст определен по более молодым минералам или породам.

С каледонским тектономагматическим циклом связан большой по разнообразию и практическому значению набор эндогенных полезных ископаемых (табл. 27). Среди них наиболее интересны титаномагнетитовое, медно-титаномагнетитовое, магнетитовое, медно-скарновое, медноколчеданное, золото-колчеданное, сульфидное медно-никелевое и медно-кобальтовое, свинцово-цинковое и кремнисто-марганцевое оруденения. Известны также связанные с сиалическими магматами орогенной стадии и постконсолидационного активизационного этапов флюоритовое и редкометальное оруденение, хрусталеносные жилы и др.

#### ГЕРЦИНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Как показано в предыдущем разделе, рубеж каледонского и герцинского циклов формирования Урала имеет возраст около 370 млн. лет, что соответствует примерно границе раннего и среднего девона (см. также главу II). К этому рубежу приурочены интрузии сиалических гранитоидов, метаморфизм, стратиграфические пере-

рывы и угловые несогласия. Последние в различных структурно-фациальных зонах Урала испытывают некоторое возрастное скопление. В антиклинориях положение перерывов стратиграфически более низкое (в них орогенические движения проявились раньше), а в синклинорных – более высокое. Так, например, в Зауральском антиклинории перерыв располагается под эйфелем, а в Магнитогорском мегасинклинории – между эйфелем и живетом, причем несогласие выражено значительно слабее. Местами перерыв достигает нижней границы франского яруса ("колтубанская тектоническая фаза"); однако при определении положения рубежа между тектоническими циклами правильнее исходить не из частных структурных фактов, а из возраста консолидирующих процессов каледонского цикла (380–370 млн. лет) и наиболее древних базальных образований герцинского цикла (эйфель). Возраст "верхнего" рубежа герцинского цикла определяется в 230 млн. лет (см. далее) и соответствует границе пермь и триаса. Внутри цикла по соотношениям датированных интрузий с палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего палеозоя и по интенсивности проявления эндогенных процессов могут быть выделены три этапа с границами около 330 и 300 млн. лет.

Геохронологическая изученность герцинских магматических и метаморфических образований относительно хороша (более 700 определений, полученных К–Аг, U–Th–Pb, Rb–Sr и  $\alpha$ –Pb методами). Результаты этих исследований отражены в большом количестве работ (Овчинников, Гаррис, 1960; Фишман и др., 1960; Лозовая, Лозовой, 1961; Комлев и др., 1962; Миркина и др., 1962; Овчинников и др., 1962; Ступникова и др., 1962, 1964; Фишман, 1962, 1971; Львов, 1963, 1965; Овчинников, 1963; Фишман, Голдин, 1963; Дунаев, 1966; Краснобаев, 1966; Ленных, Паламарь, 1966; Лозовая, Попов, 1966; Рупасова, 1966; Голдин, Фишман, 1967; Миловский, 1968; Бурмин, Зверев, 1969; Дунаев и др., 1969; Львов и др., 1971; Роненсон и др., 1971; Лозовая и др., 1972; Гаррис, Гревцова, Лозовая, 1974а и др.).

В Канинско–Тиманской области герцинские эндогенные проявления радиологически не установлены. В Урало–Муголжарском регионе геологические процессы герцинского тектоно–магматического цикла протекали на сложном, тектонически дифференцированном субстрате, в структуре которого сочетались субмеридиональные зоны байкальской и каледонской консолидации и наложенные геосинклинальные прогибы, продолжающие, после кратковременной инверсии в конце каледонского цикла, развиваться по геосинклинальному типу и в более позднем палеозое.

В северном секторе Урала лучше всего геохронологически изучены Харбейский и Ляпинский антиклинории и Войкарский синклинорий. Возраст ряда массивов гранитоидов и секущей жильной серии в пределах 350–230 млн. лет. Влияние герцинского магматизма и метаморфизма отмечено на многоэтапных гранитоидных интрузиях, к числу которых относятся Малдинская, Народнинская, Патокская, Торговская, Николай–Шорская, Парнукская, Мань–Хамбо

и др. (Фишман, 1963; Фишман, Голдин, 1965; Фишман и др., 1969). Так, более десятка датировок по герцинским гранитоидам, слагающим часть массива Мань-Хамбо, - в интервале 337-248 млн. лет, причем наиболее древние относятся к гранодиоритам, более молодые - к порфиридовидным, а самые молодые - к мусковитизированным и микроклин-пертитовым (248 млн. лет) гранитам. Возраст связанных с массивом рудоносных скарнов 326 млн. лет, а слюд из вмещающих парагнейсов 317 и 255 млн. лет. Жильные граниты, прорывающие Торговский массив, имеют возраст около 270 млн. лет, а метасоматически измененные в связи с флюоритовой минерализацией - около 245 млн. лет. Для лейкократовых порфиридовидных и мусковитизированных гранитов Парнукского массива получены возрастные значения 315, 290 и 270 млн. лет, для некоторых разновидностей гранитов Народнинского массива 300-313 и 262 млн. лет, для Неройско-Патокского и Малого Патокского массивов 280-290 млн. лет, для очковых гранитов Сальнерского массива 295-310 млн. лет, для биотитовых гранитов Николай-Шорского массива 250 млн. лет и т.д. Последовательные интрузивные фазы устанавливаются в Лемвинском массиве (колл. Л.Т. Беляковской): диориты - 300 млн. лет, граниты - 295 млн. лет, кварцевые порфиры - 240 млн. лет.

К числу герцинских относятся также гранитоиды Кожимского (300 млн. лет), Балашовского (270-300 млн. лет), Лавкашорского (310 млн. лет) массивов, аплитовидные граниты Салатимского массива, порфиридовидные граниты с р.Наде-Яга (232-300 млн. лет), микроклин-пертитовые граниты с р.Собь (265 млн. лет), гранито-гнейсы р. Лапта-Юган (285-293 млн. лет) и др.

Разнообразные магматические и метаморфические проявления отмечены и в шовной структуре хр. Марун-Кеу (Удовкина, 1971). Здесь выявлены герцинские плагиограниты (317-327 млн. лет), пегматиты (270 млн. лет) и мусковитизированные гнейсо-граниты (250 млн. лет).

В северном секторе Урала отчетливо выделяются позднегерцинские представители формации самостоятельных малых интрузий - жильные граниты, аплиты и кварцевые порфиры (реки Няро-Шор, Балбан-ю, Лимбеко-ю, Торговая, Понья-Шугорская, Лемва и др.), возраст которых определен в интервале 230-265 млн. лет.

Эндогенные проявления герцинского цикла в пределах центрального сектора Урала, как и в северном и южном секторах, характеризуются, по сравнению с каледонскими, более сиаличным типом магматических и метаморфических образований. В многоэпизодной области известны мелкие тела диабазов и порфиритов, а в зоне Центрально-Уральского поднятия - гранитоиды. Микроклинновые граниты с р.Шудья имеют возраст 320 млн. лет, сиенит с р.Расковалиха - 285 млн. лет, жильные пироксен-плагиоклазовые порфириты с р.Косьва - 235 млн. лет и др. Метаморфизм, приведший к образованию серицитовых и мусковитовых сланцев с рек Болотная и Посьмак, имеет возраст 315 и 270 млн. лет.

На восточном склоне Северного Урала, включая зону Зауралья, к герцинскому циклу принадлежат жильные долериты и диабазы из рудного поля Глубочинского месторождения (285–255 млн. лет), гранитоиды Петровского (347–278 млн. лет), Ялуторовского, Верхне-Лобвинского, Андриановического массивов (320–290 млн. лет) и гранито-гнейсы из Серовского района (возраст метаморфизма 310–362 млн. лет).

В Тагило-Кушвинском комплексе к герцинским образованиям относятся гранодиорит из Тагило-Невьянской интрузии – 315 млн. лет; жильные авгитовые порфиры из Рудного поля Высокогорского месторождения и из района разреза Иридии – 295–305 млн. лет и др.

К числу герцинских интрузий на Среднем Урале принадлежат: Шарташская (гранитоиды 340, 285, пегматиты 288, 252 млн. лет), Верх-Исетская (276 млн. лет), пегматиты Асбестового массива (270 млн. лет), граниты Верхотурского, Некрасовского, Пийского, Еловского, Кокшарского, Вогульского и Басьяновского массивов (325–290 млн. лет); альбититы Адуйского массива (248 млн. лет) и др. К этому же времени (315–295 млн. лет) относятся проявления метаморфизма, в результате которого образовались гнейсы Махневского района и ст. Тагильский кордон.

Более десятка датировок характеризуют Шилово-Коневский комплекс гранитоидных интрузий и метаморфических образований. Гранитоиды Сосновского, Юго-Коневского, Игишанского и Петуховского массивов – карбоновые (320–280 млн. лет). Рудоносные грейзены и метасоматические околорудные слоды формировались в перми (260–250 млн. лет).

В зоне Зауральского поднятия герцинские гранитоидные интрузии также широко распространены. К ним относятся: Кузнецовский, Красногвардейский, Гаевский, Бобровский, Масловский и другие массивы (305–275 млн. лет). В зонах катаклаза гранитоиды "омоложены" до 256–245 млн. лет.

Среди жильных гранитоидов на Среднем Урале известны дайки диоритов, плагиогранитов, гранитов и гранит-порфиров. Одни из них карбоновые (330–270 млн. лет), другие – пермские (270–230 млн. лет). В качестве примера первых можно привести гранит-порфиры, секущие гипербазиты Алапаевского массива и Ного-Кривчанского плагиогранодиоритового массива, а вторых – гранит-порфиры Лопатовской дайки, прорывающей средний карбон, жильные гранит-порфиры Шарташского массива и др.

К герцинскому циклу относится завершение формирования Салдинского, Мурзино-Алабашского и Сысертско-Ильменогорского магмато-метаморфических комплексов (Дунаев, 1966; Дунаев и др., 1969). В пределах первого на фоне каледонских габброидов, гранитоидов и метаморфических пород выделяются карбоновые гранитоиды (284–325 млн. лет;  $a_{Pb}$  датировка 275 млн. лет). Близкие значения получены для вмещающих гнейсов (274–325 млн. лет), причем для одной из разностей биотит и полевой шпат дали прак-

тически идентичный возраст (305 и 300 млн. лет соответственно). Среди метаморфических пород сланцевого обрамления к герцинским (по времени последнего гомогенизирующего метаморфизма) принадлежат актинолит-биотитовые и хлорит-кварц-серицитовые сланцы (310-297 млн. лет). Для гранитов и катаклазированного "очкового" гнейсо-гранита из Мурзинско-Алабашского комплекса получены значения в интервале 315-270 млн. лет. Сильно разгнейсованные и катаклазированные мурзинские граниты "омоложены" до 255-225 млн. лет. В Сысертском гранито-гнейсовом комплексе гранитоиды имеют возраст 335-325 млн. лет; сильно мусковитизированные и жильные граниты, а также пегматиты датируются в более широком интервале - 305-265 млн. лет. Близкий возраст последнего метаморфизма (310-275 млн. лет) имеют вмещающие гранито-гнейсы, гнейсы и сланцы.

В пограничной зоне Среднего и Южного Урала магматические и метаморфические образования герцинского цикла широко развиты в Уфалейском, Вишневогорском и Ильменогорском комплексах. Более 30-ти датировок имеется по гранитоидам, гнейсо-гранитам, гнейсам, гранато-сланцевым, кварц-сланцевым сланцам и слюдам из рудного поля Слюдяногорского месторождения. Возраст их ограничен пределами 315-280 млн. лет. Значения около 355-360 млн. лет, вероятно, характеризуют омоложенные при герцинском огнейсовании каледонские гранитоиды и мигматиты. Мусковит из пегматитовой жилы № 4 Слюдяногорского месторождения использовался в качестве эталонной пробы "Урал-1". Среднее из 12-ти определений, выполненных различными лабораториями Советского Союза, 321 млн. лет. Наиболее молодые разности микроклиновых гранитов имеют возраст 255 млн. лет.

Определение возраста фергюсонита и эпидота из мусковитовых жил горы Слюдяной (Ступникова и др., 1962) показало для последнего минерала большой разброс данных по различным изотопным отношениям. Наиболее рациональным оказались значения, полученные по отношению  $Pb^{206}/Th^{238} = 280-295$  млн. лет. Три пробы фергюсонита дали близкие к остальным датировкам возрасты по отношению  $Pb^{208}/Th^{232} = 290, 300$  и  $310$  млн. лет. Более 80-ти датировок K-Ar, Rb-Sr, U-Th-Pb и  $\alpha$ -Pb методами получено для Ильменогорского и Вишневогорского комплексов (Миркина и др., 1962; Ступникова и др., 1962; Овчинников, 1963; Ленных, 1966; Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1969; Роненсон и др., 1971). Возраст различных гранитов, миаскитов, сиенитов, аплитов, пегматитов и полевошпатовых жил охватывается интервалом времени 340-230 млн. лет. В этом же интервале лежат датировки регионально-метаморфических и метасоматических образований (гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты, фениты, слюдиты и др.), отражающие время последнего гомогенизирующего метаморфизма. Возраст большинства магматических и метаморфических пород названных комплексов укладывается в более узкий предел - 320-280 млн. лет (табл. 19).

Таблица 19

Основные геохронологические данные по Ильменогорскому и Вишневогорскому комплексам (герцинский тектоно-магматический цикл)

Группы магматических и метаморфических образований	Радиологические датировки, млн. лет
<u>Граниты:</u>	
Бараусский массив	(4) - 310
Чашковские горы	(4) - 280
Аракульский массив	(2) - 263
Сиениты	(2) - 280, 258 (мусковит), (1) - 280, 280, 250
Миаскиты	(2) - 310 (амфибол), 298, 286, 263, 230
Аплиты	(2) - 250
<u>Пегматиты:</u>	(2) - 320, 310, 300, 290, 270, 263, 257, 212 (микроклин)
разные	(3) - 320, 258, 245, 235, 228, (1) - 313, 313, 290, 284, 284, 284, 284, 265, 260
гранитные	(1) - 265
сиенитовые	(1) - 280, 280, 280, 276, 270, 260
миаскитовые	(2) - 280
<u>Жилы, метасоматические обособления:</u>	
кварцевые	(1) - 285
кварц-арфведсонитовые	(1) - 285, 220
нефелин-полевошпатовые	(1) - 285, 284, 280
полевошпатовые	(2) - 262
амазонитовые	(1) - 293, 280
альбитовые	(1) - 284, 284
эгирин-авгит-микролиновые	(1) - 315
пироксен-полевошпатовые	(1) - 254
пироксеновые	(1) - 284
биотит-карбонатные	(2) - 271, (1) - 284
<u>Метаморфиты:</u>	
Гранито-гнейсы (фенитизированные)	(4) - 230
Гнейсы	(2) - 285, 280, 280
Мигматиты	(2) - 270, 270, 260 (4) - 290
Амфиболиты	(4) - 310
<u>Метасоматиты:</u>	(1) - 260

Таблица 19 (окончание)

Группы магматических и метаморфических образований	Радиологические датировки, млн. лет
Биотит (Булдымское месторождение)	(2) - 310, 260
Циркон, ортит и пироклор из щелочных пород	(1) - 344, 300, 284, 266, 249, 244, 228
(1) - уран-торий-свинцовый метод; (2) - калий-аргоновый метод; (3) - рубидий-стронциевый метод; (4) - альфа-свинцовый метод	

Приведенные данные демонстрируют хорошую сходимость четырех радиологических методов и показывают, что возраст гранитов и миацитов близок, сиениты же представляют собой более молодые породы. Существенное влияние на формирование жильных и метасоматических образований оказали позднекарбонные и пермские движения и связанные с ними магматические и гидротермальные проявления. Имеются следы и более поздней - раннемезозойской (по В.А. Дунаеву, 1966) минерализации (см. следующий раздел).

В южном секторе Урала, для герцинских образований которого получено 560 датировок, геохронологически охарактеризованы разнообразные основные, средние и кислые интрузии и производные регионального, зонального и локального метаморфизма. При обобщении этого обильного материала неизбежна значительная схематизация. Главные закономерности пространственного распределения герцинских эндогенных образований в южном секторе Урала сводятся к развитию на западном склоне и в осевой зоне продуктов активизации (дайки габбро-диабазов, небольшие гранитные интрузии, локальный метасоматоз и диафторез), а на восточном - геосинклинальных, орогенных и постконсолидационных магматических формаций, а также производных поздне- и послемагматического и гидротермального околорудного метасоматоза.

В западной зоне (Ленных, 1968) миогеосинклинальной области начало герцинского цикла ознаменовалось внедрением диабазов (355 млн. лет), секущих верхний рифей (хр. Салтыс). По трассе Кусинско-Зюраткульского структурного шва отмечены проявления гнейсификации, известные в Кусинском комплексе и наложенные на Рябиновскую интрузию (312, 340, 335, 285) и микроклинизации (325 млн. лет) пород айской свиты, а также внедрение небольших тел гранитов и плагиигранитов (310, 305 млн. лет). В средней и восточной зонах завершилось формирование небольших гранитных интрузий (Сыростанский, возможно Валежнегорский массивы)

и магмато-метасоматическое преобразование гранитоидов байкальского и каледонского циклов (Мазаринский, Барангуловский, Дегтярский массивы). Диапазон датировок обычно не выходит за пределы 335-280 млн. лет. Продукты калиевого метасоматоза (354-296 млн. лет) с развитием мусковита и серицита отмечаются в породах Златоустовского, Белорешского, Суванякского и Максютковского комплексов.

На восточном склоне Южного Урала отмечается близкое во времени становление двух самостоятельных магматических формаций - габбро-гранитной и гранитовой сиалической (Знаменский, 1966; Штейнберг и др., 1969; Ферштатер, 1971). Первая приурочена к Тагило-Магнитогорскому погружению, вторая - к Восточно-Уральскому поднятию.

В составе габбро-гранитной формации выделяются два интрузивных комплекса - Магнитогорский и Ашебутакский. Магнитогорский представлен габбро, диоритами, микропегматитовыми гранитами и граносиенитами. К нему принадлежат массивы горы Магнитной, Куйбасовский, Мосовский (Магнитогорский комплекс в узком смысле), Кара-Булакский, Бриентский, Богдановский и Чекинский. Вмещающими породами являются вулканогенные и осадочные образования верхнего девона (колтубанская свита) и нижнего карбона (березовская и кизильская свиты). Ашебутакский комплекс составляют Ново-Орский, Иссиргужинский, Можаровский, Мусогатский, Дуненский, Верхне-Солончанский, Ашебутакский и Шиликтинский массивы.

Магнитогорский комплекс сформировался в два главных этапа: 1) габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты и 2) диориты, гранодиориты, плагиограниты, граниты, граносиениты, трондьемиты. Самостоятельные малые интрузии и дайки лампрофиров, гранодиорит-порфиров, граносиенит-порфиров и других жильных пород более молодые.

На примере хорошо изученных массивов г. Магнитной и Куйбасовского (Заварицкий, 1927; Потапьев, 1958; Ферштатер, 1963, 1966; Струве, 1970) Г.Б. Ферштатер показал, что разнообразие состава пород Магнитогорского комплекса связано с широким развитием процессов ассимиляции осадочно-вулканогенных и интрузивных (первый этап) образований. Установлено пересечение гранитами известняков нижнего визе. Обломки характерных для Магнитогорского комплекса микроклинизированных гранитов обнаружены в нижнепермских песчаниках западнее г. Магнитогорска. Большинство датировок (Лозовая, 1970; Лозовая и др., 1972) пород Магнитогорского, Куйбасовского и Мосовского массивов (табл. 20) принадлежит возрастному интервалу 320-290 млн. лет, одна показывает возраст последнего интрузивного этапа (аплит - 270 млн. лет), четыре относятся к гранитам, гранодиоритам и граносиенитам (330-335 млн. лет) и четыре характеризуют гранодиориты или роговообманковые граниты (340, 350, 355 и 360 млн. лет). Первая отражает возраст раннего - довизейского этапа внедрения, а три

Таблица 20

Калий-аргоновые датировки интрузивных и приконтактовых пород Магнитогорского рудного района (по Лозовой, Гаррис, Гревцовой, 1972)

Проба	Место взятия пробы, породы	K, %	$\text{Ar}^{40}$ , $10^{-9}$ г/г	$\frac{\text{Ar}^{40}}{\text{K}^{40}}$	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
<u>Магнитогорский массив</u>						
A-13	Гора Березовая, гранодиорит	2,54	68	0,0220	335	Лаборатория ИГГ УФАН СССР; Овчинников, 1963
3229	Скв. 801, гл. 115 м, гра- нодиорит	2,59	67	0,0212	350	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
3020	Скв. 801, гл. 950 м, диорит	1,25	31	0,0203	320	То же
3229	Скв. 801, гл. 147 м, плагио- гранит	3,34	78	0,0191	315	"
	Скв. 801, гл. 110 м, гранит				300	Лаборатория УГУ
3009	Скв. 807, гл. 131,5 м, гранит роговообманковый	1,92	48	0,0205	340	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
	Скв. 807, гл. 130,8 м, гранит				320	Лаборатория УГУ
A-60	Скв. 810, гранит	3,27	89	0,0228	360	Лаборатория ИГГ УФАН СССР; Овчинников, 1963
3817	Скв. 810, гл. 600 м, гранит	3,35	82	0,0200	330	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
3816	Скв. 810, гл. 600 м, полево- шпатовая фракция	3,53	88	0,0204	335	То же
3766	Скв. 810, гл. 1000 м, гранит	2,40	52	0,01730	290	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
3015	Скв. 810, гл. 26 м, роговик	1,70	38	0,0188	298	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
3235	Скв. 937, гл. 294 м, гранит	2,66	59	0,0181	296	То же

Таблица 20 (окончание)

Проба	Место взятия пробы, породы	K, %	$\frac{Ar^{40}}{10^{-9} \text{ г/г}}$	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
Куйбасовский массив						
A-14	Гора Малый Куйбас, гранодиорит	3,78	95	0,0206	335	Лаборатория ИГГ УФАИ СССР;
	Скв. 886, граносиенит				330	Овчинников, 1963 Лаборатория УТГУ
Московский массив						
3272	Скв. 888, гл. 150 м, гранит	2,44	58	0,0195	315	Лаборатория ИГБаш.ФАН СССР
	Скв. 888, гл. 130 м, гранит				320	Лаборатория УТГУ
3774	Скв. 882, гл. 150 м, гранит	3,10	69	0,0182	300	Лаборатория ИГ Баш.ФАН СССР
3267	В 5 км от г.Магнитогорска по дороге на г.Верхнеуральск, граносиенит-порфир	1,75	41	0,0192	310	То же
3018	В 5,5 км от г.Магнитогорска по дороге на г.Верхнеуральск, граносиенит-порфир	1,75	38	0,0180	295	"
3232	Гора Железнодорожная, аплит	2,41	47	0,0160	270	"

другие, по-видимому, относятся к контаминированным разностям. Циркон из гранита г. Магнитной дал значение 330 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1969).

По возрасту контактово-метасоматического роговика (293 млн. лет) можно судить о времени становления железоруднения. Для других массивов Магнитогорского комплекса – горы Чека, Бриентского и Богдановского отмечается более позднее образование сиенитов (280–270 млн. лет), чем гранитов (330 млн. лет). Рубидий-стронциевая датировка гранитов Кара-Булакского массива  $337 \pm 28$  млн. лет (Дунаев, 1968). К северу от Магнитогорска располагается принадлежащая к тому же контакту, но слабо геохронологически изученная, небольшая группа гранитоидных интрузий, в которую входит Уйский, Россыпнянский, Аушкульский, Ахуново-Карагайский, Краснинский, Кассельский массивы и ряд более мелких тел. Полученные для них определения позволяют относить их к тому же интервалу времени – 330–270 млн. лет.

В Ашебутакском комплексе преобладают диориты, гранодиориты, роговообманковые и биотитовые граниты. В эндоконтактах ряда массивов, интрузирующих вулканогенные породы верхнего девона, развиты диориты гибридного происхождения. По данным Ф.Ф. Миллер-Носова, И.А. Мудрова и других геологов, в конгломератах турне-нижнего визе обнаружена галька гранитоидов, аналогичных гранитам и диоритам Шиликтинского массива. Датировка его гранодиоритов 355 млн. лет (первая фаза). Возраст большинства изученных нами (Гаррис, 1963; Лозовая, Попов, 1966) гранитоидов этого комплекса – в пределах 310–260 млн. лет (вторая и третья фазы).

Из вулканогенных пород карбона восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория датированы турнейские трахилипариты и визейские диабазы, палеоандезиты, кератофиры и трахилипариты (Овчинников, 1963). Наиболее древние породы из турнейской группы показали 325 млн. лет, а из визейской – 315 млн. лет. Самые молодые датировки в обеих группах 285 млн. лет, что отражает недостаточно полную сохранность радиогенного аргона в некоторых разностях эффузивов (см. главу I, рис. 6). Гипабиссальные породы кислого состава, установленные в Баймакском рудном районе (Вахромеев, Гаррис, Родичева, 1969), в отличие от эффузивных почти не изменены и содержат калиевый полевой шпат. Они прорывают Ирендыкский и Баймакский комплексы и принадлежат к двум возрастным группам – карбоновой (332, 310 млн. лет) и пермской (268, 252 млн. лет).

Для колчедановых районов Магнитогорского мегасинклиория в ряде рудных полей выявлены, кроме более древних (см. выше), синрудные кварц-серицитовые образования среднедевонского (370–350 млн. лет) и каменноугольного возраста (315–290 млн. лет), а также послерудные серицитовые метасоматиты и продукты расщелачивания пород, составляющих околорудные ореолы, имеющие пермский (260–250 млн. лет) возраст (см. главу VI и табл. 27).

В зоне Восточно-Уральского поднятия лучше всего геохронологически изучены гранитоиды гранитной формации (рис. 12). Они глубоко вскрыты и характеризуются широким развитием продуктов позднемагматической микроклинизации, мусковитизации и грейзенизации. Последнее определяет значительный разброс возрастных данных, полученных для пород даже из одного и того же массива. С севера на юг выделяются следующие гранитные массивы: Челябинский, крупный Кочкарский (комплекс), Астафьевский, Джабык-Карагайский, Кацбахский, Суундукский, Адамовский, Тик-Бутакский и др. Субпараллельно в Зауральском поднятии располагается зона

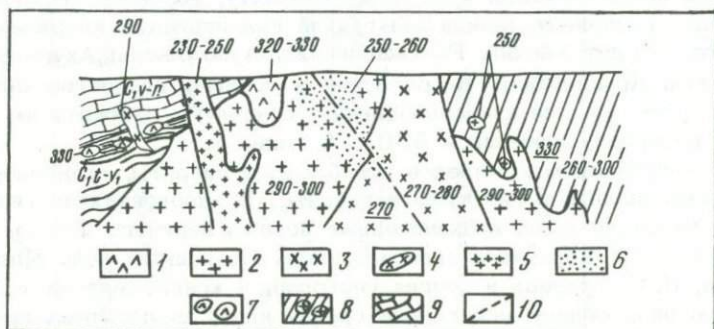


Рис. 12. Геолого-геохронологическая схема строения герцинского структурного этажа (D<sub>2</sub> - P<sub>2</sub>) эвгеосинклинальной зоны Урала в пределах Восточно-Уральского поднятия (Лозовая, Гаррис, Гревцова, 1972)

Соотношения осадочных, интрузивных и метасоматических пород, установленные в районе Суундукского гранитного массива

1 - диориты; 2 - порфириовидные и другие микроклиновые биотитовые граниты; 3 - аляскитовые граниты; 4 - пегматиты; 5 - лейкократовые мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, аплиты; 6 - грейзены и грейзенизированные граниты; 7 - гальки гранодиоритов и плагiogранитов; 8 - инъекционные гнейсы с метасоматическими сегрегациями микроклина; 9 - вмещающие терригено-карбонатные отложения нижнего карбона; 10 - тектонические нарушения; 260 - калий-аргоновые датировки, млн. лет; 270 - альфа-свинцовые датировки, млн. лет

кислых интрузий, в которой наблюдается наложение герцинских магматических или метаморфических проявлений на каледонские гранитоиды. В связи с недостаточной геохронологической изученностью четко выделить здесь обособленные, не связанные с каледонскими герцинские гранитные массивы, в настоящее время трудно.

Для гранитоидных интрузий Восточно-Уральского поднятия на Южном Урале получено около 150 возрастных определений (пять U-Th-Pb, шесть α-Pb, остальные K-Ar методом). Для гранитной формации характерно трехэтапное становление в течение отрезка

времени длительностью до 80 млн. лет: I – позднедевонско-предпозднетурнейский (или доранневизейский) этап (340–330 млн. лет), II – послесредневизейско-среднекарбонный (320–290 млн. лет), III – позднекарбонно-пермский (280–260 млн. лет). Наблюдается изменение во времени состава пород от диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов (в основном I этап) к нормальным гранитам, составляющим главную массу интрузивных тел (II этап), и далее – к лейкократовым и аляскитовым гранитам<sup>1</sup> (III этап). Пегматитообразование обычно связано со II этапом. Становление продуктов поздней и послемагматического метасоматоза (микроклинизация, мусковитизация, грейзенизация и др.) следует за II (батолитовым) этапом.

Многоэтапность формирования герцинских гранитоидных интрузий определяет сложность строения многих массивов и является причиной некоторых беспредметных споров, касающихся их возраста. Геологи, полагающие, что такие массивы представляют собой единое разновозрастное целое, неправоммерно ставят те или иные датировки под сомнение. Выделение упомянутых этапов подтверждается не только взаимоотношениями магматических образований, но и соотношениями их с палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего палеозоя. Так, в конгломератах, подстилающих турне-нижневизейские известняки у пос. Новинка (северная оконечность Суундукского массива), обнаружена галька плагиогранитов, аналогичных породам из этого массива (Краснова, 1961). Гранитоиды и пегматиты второго этапа из Адамовского и Суундукского массивов прорывают отложения турне-нижневизейского возраста. Жильные тела могут быть сопоставлены с Лопатовской дайкой гранит-порфиров, секущей средний карбон (Среднее Зауралье).

К I этапу могут быть отнесены диориты, гранодиориты, плагиограниты, входящие в состав Калдинского (350 млн. лет), Борисовского (330 млн. лет), Астафьевского (330–345 млн. лет), Суундукского (325–330 млн. лет), Кацбахского (325 млн. лет), Крылинского (330 млн. лет), Чернореченского (345 млн. лет), Камбулатовского (330 млн. лет) массивов, гранитоиды Санарского и других массивов (табл. 21).

Ко II этапу принадлежат образующие крупные массивы биотитовые микроклиновые граниты, связанные с ними пегматиты, а также некоторые разности гранодиоритов и плагиогранитов. Граниты содержат две генерации микроклина – мелкие аллотриоморфные зерна, приуроченные к интерстициям, и крупные идиоморфные метасоматические порфиробласты. В экзоконтактах интрузий микроклинизация нередко переходит на вмещающие осадочные породы. Так, П.Н. Лебедев (1963) отметил микроклинизацию визейских известняков,

<sup>1</sup> Такая последовательность может рассматриваться лишь как схема. В каждом конкретном случае на формирование тех или иных разностей оказывали влияние различия в условиях становления интрузий, процессы ассимиляции, контаминации и др.

Таблица 21

Геохронологические данные по гранодиоритам и плагиогранитам  
(по Лозовой, Гаррис, Гревцовой, 1972)

Проба	Массив, место взятия пробы, порода, характер пробы <sup>1</sup>	K, %
<u>Чернореченский массив</u>		
940	В 1 км южнее с. Черноречье, плагиогранит порфиоровидный	2,14
939	Там же, диорит кварцевый	1,98
938	В 2 км севернее с. Каменная Санарка, скв. 331; плагиогранит биотитовый	2,02
<u>Камбулатовский массив</u>		
929	Челябинская обл., скв. 125, гл. 38 м Кундравинского ГСО; диорит	0,79
<u>Астафьевский массив</u>		
A-376	Севернее пос. Астафьевский, скв. 720, гл. 66,5 м; плагиогранит	1,24
A-379	Севернее пос. Астафьевский, скв. 904, гл. 40 м; плагиогранит	2,40
504	Астафьевское месторождение, Южный участок, скв. 1808, гл. 154 м; диорит	1,85
495	Астафьевское месторождение, Северный участок, скв. 970; плагиогранит	2,34
<u>Суундукский массив</u>		
1779	Кваркенский р-н, в 3 км по аз. 20 от смолокурни; плагиогранит, магнитная фракция, обогащенная биотитом	3,86
1765	В 15 км на В от пос. Б. Амурского; гранодиорит, магнитная фракция, обогащенная биотитом	4,68
<u>Кацбахский массив</u>		
2329	Челябинская обл.; диорит меланократовый, биотит	6,11
<u>Адамовский массив</u>		
1280	В 3 км к северу от пос. Речной; диорит	0,55
1279	В 4,5 км на СВ от пос. Речной; диорит	1,22

<sup>1</sup> Если минералы не указаны, определения относятся к породе в целом.

первой интрузивной фазы герцинских гранитоидных массивов Урала

Ar <sup>40</sup> , 10 <sup>-9</sup> г/г	Ar <sup>40</sup> / K	Млн. лет	Лаборатория, автор, год публикации
<u>Чернореченский массив</u>			
53,4	0,02046	335	Лаборатория УГУ
49,1	0,02038	334	То же
50,3	0,02043	335	"
<u>Камбулатовский массив</u>			
19,4	0,02012	330	"
<u>Астафьевский массив</u>			
32	0,0214	345	Лаборатория ИГГ УФАИ СССР; Овчинников, 1963
68	0,0206	335	Он же
55,3	0,02008	330	Лаборатория УГУ
54,5	0,01882	315	То же
<u>Суундукский массив</u>			
94	0,01996	330	Лаборатория ИГ БашФАН СССР; Лозовая, Попов, 1966
112	0,01965	324	Они же
<u>Кацбахский массив</u>			
147	0,0197	325	"
<u>Адамовский массив</u>			
13,8	0,02061	338	Лаборатория УТГУ
30,0	0,02019	330	То же

развитых между Кочкарским, Санарским и Борисовским массивами. Она сопрягается с биотитизацией и окварцеванием (гранитизация). Из-за этих наложений датировки гранитов главной фазы нередко искажаются в сторону более молодых возрастов.

Примерами интрузий батолитового этапа (320–290 млн. лет) являются гранитоиды Челябинского, Шаранкульского, Кочкарского, Камбулатовского, Ключевского, Варламовского, Борисовского, Каменно-Санарского, Астафьевского, Варненского, Джабык-Карагайского, Великопетровского, Кашбахского, Неплюевского, Суундукского, Адамовского, Нижне- и Верхне-Ушкатинского, Тик-Бутакского, Верхне-Славинского и других массивов. Большинство их сопровождается субсинхронными пегматитами. Пегматоидные, порфировидные (в результате микроклинизации), мусковитизированные и грейзенизированные разности этих гранитоидов показывают возрастные значения в интервале 305–260 млн. лет (чаще всего около 280–270 млн. лет). В том же диапазоне лежат максимальные U-Th-Pb и  $\alpha$ -Pb датировки (Львов, 1963; Овчинников, Степанов и др., 1969) Санарского, Варламовского и Суундукского массивов (соответственно 280, 260, 310 и 270 млн. лет). Датировки, полученные для Демаринского (260 млн. лет) и Борисовского (232 млн. лет) массивов, характеризуют жильные мелкозернистые разности, относящиеся к самостоятельным малым интрузиям.

Жильные микрограниты, пегматоидные и лейкократовые граниты, гранит-порфиры и аплиты не затронуты ни микроклинизацией, ни грейзенизацией, связанными с завершением формирования на глубине крупных гранитных интрузий. Кислые жильные тела, возраст которых лежит в интервале 270–250 млн. лет, радиологически выделены в пределах Челябинского, Варламовского, Демаринского, Борисовского, Астафьевского, Джабык-Карагайского, Варненского, Суундукского, Адамовского и ряда других массивов.

В восточной полосе Восточно-Уральского поднятия к герцинскому циклу принадлежат Брединский, Наследницкий, Атамановский, Казанчинский и другие гранитоидные массивы. Для Наследницкого массива, отличающегося некоторым петрологическим своеобразием, получены множественные датировки, свидетельствующие о позднегерцинском его возрасте (граниты и пегматиты 280–265 млн. лет, циркон по  $\alpha$ -Pb методу – 240 млн. лет), но вмещающие его гнейсы сформировались как метаморфические породы в кембрии (см. выше). Перечисленные массивы в отношении этапности и возраста поздние и послемагматических образований изучены слабо.

Полученные по южноуральской ветви Восточно-Уральского поднятия материалы позволяют предполагать, что аналогичная этапность в формировании герцинских гранитоидных массивов отмечается и в среднеуральской ветви этой зоны, что подтверждается материалами А.П. Гревцовой.

В области Зауральского поднятия из-за недостаточной изученности гранитоидных интрузий материалов для их возрастного расчленения еще мало. В связи с наложением герцинских магмапроявле-

ний на каледонские нередко получаются "гибридные" датировки, од-  
нозначная интерпретация которых без проведения детального геоло-  
го-геохронологического исследования затруднительна (например,  
345-330 млн. лет - по диоритам Милотинского массива).

Среди изучавшихся гранитоидов и пегматитов этой зоны к числу  
герцинских принадлежат граниты Джетыгаринского (287, 280 млн.  
лет), Мечетного (285 млн. лет), Казанчинского (330, 290 млн.  
лет), Белозерского (292 млн. лет) массивов и пегматоидные гра-  
ниты и аплиты (325-310 млн. лет) из Каменнодольского массива.

Для интрузий Тюменско-Кустанайского и Тургайского прогибов,  
как и для Тагило-Магнитогорского прогиба, отмечается развитие  
раннекарбонových габбро (например, в Балыктинском массиве -  
340 млн. лет), затем габбро-диоритов, диоритов и плагиогранит-  
порфиров. Датированы габбро-диорит из Алешинского массива -  
320 млн. лет, плагиопорфиры и диориты из Соколовского масси-  
ва - 320 и 315 млн. лет, диорит-порфиры из Сарбайского масси-  
ва - 305 млн. лет, а также жильные гранит-порфиры (в Соколов-  
ском и Сарбайском массивах - 260 млн. лет) и сиениты (в За-  
падно-Убоганской зоне - 250 млн. лет). В Кушмурунской впадине  
известны пермские липариты - 270-260 млн. лет. Метасоматиты,  
сопряженные с Соколовским и Давыдовским массивами, дали более  
древний возраст - 355 и 336 млн. лет, что, возможно, связано с  
неполной гомогенизацией по аргону исходных более древних пород.

Кроме обнаженных крупных интрузий кислого и среднего соста-  
ва, в пределах восточного склона Южного Урала известны отдель-  
ные выходы или буровые вскрытия герцинских гранитоидов и габ-  
броидов, характер и датировки которых сходны с приведенными выше.  
К ним принадлежат, например, в Челябинской области погребенные  
граниты, микрограниты и пегматиты д. Ямантаево Таругинского  
р-на, габбро-диабазы и долериты Кунашакского района (соответст-  
венно 330, 347 и 264 млн. лет), габброиды, габбро-диориты  
(315-308 млн. лет), а также диабазовые порфиры (300 млн. лет)  
из рымникской свиты Брединского района, диабазы (300 млн. лет)  
с р. Джуса и пр.

Широкое развитие в эвгеосинклинальной области Южного Урала  
герцинских гранитоидов и связанных с ними метасоматитов, естест-  
венно, привело к огнейсованию вмещающих толщ. Ореолы разнооб-  
разных гнейсов и слюдястых сланцев обычно сопровождают экзокон-  
такты гранитных массивов. Полученные для некоторых из этих оре-  
ольных пород радиологические данные лежат почти в том же возрас-  
тном интервале, который характерен для гранитоидов II и III эта-  
пов и для жильной серии (330-235 млн. лет). В качестве примера  
можно привести возраст метаморфогенных слюд из гнейсов и муско-  
витовых, двуслюдяных и мусковит-полевошпатовых сланцев экзокон-  
тактовых зон Санарского, Пластовского, Джабык-Карагайского, Су-  
ундукского, Адамовского, Тик-Бутакского и Шотинского массивов.  
К-Аг возраст гнейсов, вмещающих Суундукский массив, - 280-  
290 млн. лет, цирконов (a-Pb) - 330-340 млн. лет (Овчинников,

Степанов и др., 1969). В Зауралье подобные же образования выявлены в ореолах Наследницкого и Новоукраинского массивов, хотя субстратом в первом ореоле являются байкальские метаморфиты. Биотиты из околобатолитовых гнейсов нередко дают более молодой (224 млн. лет) возраст, чем главная интрузивная фаза гранитоидов. Это объясняется длительностью остывания крупных гранитных плутонов, благодаря чему в области экзоконтактов еще долгое время идет распространение волны прогрева и перекристаллизации вмещающих пород.

Для герцинских магматических и метаморфических пород Мугоджар получено более 150 датировок. Наиболее широко распространены производные II и III этапов. Южнее пограничной с Мугоджарми полосы, где располагаются Тик-Бутакский (Котансинский) массив и группа Ушкатынских массивов, в зоне Орь-Илекского и Мугоджарского антиклинориев, известны герцинские гранитоиды и щелочные породы – диориты, гранодиориты, плагиограниты, гранитпорфиры, сиениты, пегматиты и др. Наиболее древние (335–330 млн. лет) из датированных герцинских гранитоидов – диориты Кумыс-Булакского, граниты Кайрактинского и Олы-Талдыкского массивов и пегматиты Катыр-Сая. Диориты Балаталдыкского массива (359 и  $355 \pm 25$  млн. лет – соответственно K-Ag и  $\alpha$ -Pb датировки), вероятно, позднекаледонские, “омоложенные” при внедрении плагиогранитов (284 млн. лет). По фельдшпатизированным их разностям получено 255 млн. лет. Кайрактинский (Карабутакский) массив, возможно, также формировался в несколько этапов, так как в его сложении, кроме догерцинских гранитоидов, принимают участие граниты, возраст которых 290 млн. лет. “Омоложенные” порфиробластические разности датируются 255 млн. лет. По циркону из гранита этого массива получено  $355 \pm 25$  млн. лет ( $\alpha$ -Pb метод; Овчинников, Степанов и др., 1969).

Принадлежность к главному этапу герцинского гранитообразования (320–290 млн. лет) в Мугоджарах установлена для гранодиоритов Бенкалинского, гранитов Кошенсайского, Щебектысайского и Укаштауского массивов, а также пегматитов Кандыкары и части пегматитов Олы-Талдыкского и Милицайского пегматитовых полей. В Исты-Булакском, Карасайском и Верхне-Иргизском пегматитовых полях отмечены пегматиты позднегерцинского этапа (275 млн. лет).

Возраст щелочных интрузий и сиенит-пегматитов из Борсук-Сая и Копыс-Сая лежит в интервале 330–270 млн. лет, причем пегматиты образуют две группы – 300–290 и около 275 млн. лет. Близкая датировка ( $260 \pm 25$  млн. лет) получена для нефелиновых сиенитов Борсук-Сая ( $\alpha$ -Pb метод; Овчинников, Степанов и др., 1969).

На Орь-Илекском водоразделе бурением вскрыты граниты, возраст которых, по данным А.В. Миловского, 315 млн. лет, а наложенной на них мусковитизации – 260 млн. лет.

Среди продуктов метаморфизма к герцинскому циклу в Мугоджарах относятся разнообразные представители амфиболитовой и зе-

леносланцевой фации. К первой принадлежат и прогрессивно метаморфизованные породы, и диафориты (Ленных, Паламарь, 1966) по байкальским и каледонским образованиям. Таковы, например, слюдяно-гранато-кварцевые сланцы Шебекты-Сая (283-294 млн. лет по биотиту), кварц-полевошпатовые породы из околотрузивного ореола Борсуксайского массива (310-320 млн. лет) и др.

Герцинский метаморфизм наложен на все серии, выделенные в разрезе метаморфических толщ - южномугоджарскую, талдыкскую и узункайрактинскую (Абдулин и др., 1968; Абдулин, 1973), причем существенные различия в характере и возрасте метаморфических образований в зависимости от стратиграфического положения пород субстрата не наблюдаются. Наиболее древние (370-340 млн. лет) датировки получены по гнейсам и мусковитовым сланцам из нижней серии, плагиогнейсам из талдыкской серии и по амфиболам из амфиболитов ольталдыкской свиты с рек Олы-Талдык и Кайнды. Исключение составляет только амфиболит из Каратасского вермикулитового рудопроявления (246 млн. лет). Для гнейсов и плагиогнейсов, кварц-мусковитовых сланцев, филлитов и альбит-серицит-хлоритовых сланцев из различных серий возрастные значения лежат в диапазоне 330-230 млн. лет. Циркон из мигматизированных гнейсов южномугоджарской серии северо-восточных Мугоджар, в том числе из района гранитных массивов Копыс-Сая и Кизил-Сая, датированы 300-280 млн. лет (Ступникова и др., 1962, 1964; Миловский и др., 1968).

Для некоторых районов Мугоджар отмечается развитие мощной мезозойской коры выветривания. Наложением гипергенных изменений, по-видимому, и следует объяснять получение в отдельных случаях по интрузивным породам, пегматитам, гнейсам и слюдяным сланцам возрастных значений в интервалах 220-200 и даже 190-170 млн. лет. Первый интервал характеризует "омоложенные" датировки (неполное удаление ранее накопленного аргона), второй - время проявления процессов химического выветривания (полная потеря "прежнего" аргона).

В Тургае к главному герцинскому этапу магматизма (320-290 млн. лет) принадлежат граниты Барамбаевского и Адаевского массивов.

Заканчивая на этом рассмотрение геохронологии герцинских магматических и метаморфических образований Урала и Мугоджар, необходимо подчеркнуть их индивидуальность и несходство с более ранними - каледонскими образованиями, что вместе с другими историко-геохронологическими и формационными данными несомненно доказывает самостоятельность герцинского цикла развития Уральской геосинклинальной зоны в возрастных границах 370-230 млн. лет. В связи с методическими трудностями остались геохронологически почти не охарактеризованными начальные геосинклинальные проявления магматизма - мощная спилит-диабазовая формация Эйфеля и наиболее древние представители интрузивных базальтоидных формаций, однако их участие в последовательном формационном

наборе герцинского цикла доказываются геологическими данными (глава VI, табл. 24 и 25).

Геосинклинальный этап герцинского цикла продолжался около 30 млн. лет и уже с 340 млн. лет начался переход к орогенному этапу. Максимум проявлений синорогенного магматизма относится ко времени формирования сиалических гранитов (320–290 млн. лет). Завершение консолидации герцинских складчатых структур протекало в интервале времени 270–240 млн. лет (пермь). С триаса вдоль разломов, ограничивающих восточный склон Урала, начались опускания и формирование Зауральской (Западно-Сибирской) эпигерцинской платформы. Схема строения герцинского структурного этажа изображена на рис. 12.

Герцинский тектоно-магматический цикл характеризуется собственным разнообразным набором эндогенных полезных ископаемых (глава VI, табл. 27). К важнейшим относятся скарновые магнетитовые, редкометалльные медно-колчеданные, колчеданные, колчеданно-полиметаллические, сульфидные, а также пегматитовые и гидротермальные редкометалльные руды и ряд нерудных полезных ископаемых (талк, асбест, слюда и др.).

#### РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП ВУЛКАНИЗМА

Мезозойские отложения, как известно, широко развиты в Предуралье и Зауралье. В нижней части их разреза в областях послегерцинских погружений — в Печорской синеклизе и Среднем и Южном Зауралье бурением вскрыты осадочно-вулканогенные толщи, включающие палеонтологически охарактеризованные горизонты. Эти толщи в последние два десятилетия детально изучались (Тужикова, 1959; Малютин, 1961, 1963; Ковальчук и др., 1963; Архангельский и др., 1968; Иванов, 1974). Полученные по основным и кислым эффузивам данные недавно обобщены в работах Л.С. Лозовой (1972) и М.А. Гаррис, А.П. Гревцовой, Л.С. Лозовой (1974).

Вулканогенные образования нижнего мезозоя приурочены к отдельным впадинам ССВ ориентировки, ограниченными разрывными нарушениями. Залегают вулканы либо с резким угловым и стратиграфическим несогласием на палеозойском фундаменте, либо без видных следов несогласия — на грубообломочных пестроцветных нижнемезозойских отложениях.

Липарит-базальтовая толща в Печорском Предуралье относится к хойягинской надугленосной серии триаса, а в Зауралье — к туринской серии. Возраст последней различные геологи определяют в диапазоне от перми до позднего триаса включительно, но большинство исследователей на примере Челябинского бассейна по комплексу эстеров из осадочных прослоев среди эффузивных пород относят туринскую серию к нижнему триасу.

Детальное изучение триасовых магматитов (Иванов, 1974) показало, что они принадлежат к контрастной липарит-базальтовой серии субплатформенной трапшовой формации, становление которой

происходило в условиях квазикратонного этапа развития молодой платформы.

Калий-аргоновые данные (Гаррис и др., 1963; Овчинников, 1963; Рупасова, 1966; Овчинников, Дунаев и др., 1969; Лозовая, 1972) позволяют отнести изучаемые породы к триасу (в большинстве — к раннему). Липариты, кварцевые порфиры, трахитовые порфиры и базальты Печорского Урала, Среднего и Южного Зауралья датированы в интервале 228–193 млн. лет (среднее 215 млн. лет). Для липаритов с р.Синара, где липарит-базальтовая толща по характеру вулканитов и особенностям их залегания соответствует нижней надконгломератовой части разреза палеонтологически охарактеризованных пород нижнего триаса, изученных по разрезу скв.18 у д.Сидрово (Малютин, 1961), получено значение — 215 млн. лет (табл. 22).

Интересно, что мезозойские датировки установлены калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методом для некоторых полевых шпатов и биотитов из Ильменгорского комплекса. Полученные для микроклина из пегматита и нефелин-полевошпатовой фракции возрастные значения лежат в интервале 230–200 млн. лет (Миркина и др., 1962). Возраст неокрашенного микроклина и зеленого амазонита 220–230 млн. лет, а голубовато-зеленого амазонита и ассоциирующих с ним биотита и альбита — около 170 млн. лет (Дунаев, 1966, 1967). По мнению названного автора, процессы низкотемпературной вторичной амазонизации были связаны с альбитизацией и окварцеванием и протекали в условиях открытой системы. Большой разброс Rb-Sr датировок амазонитов (159–320 млн.лет) позволяет предполагать их искажение в сторону омоложения под влиянием многофазной минерализации с привнесом щелочей, что могло нарушить радиоактивное равновесие. Однако сам факт проявления "послепегматитовой" минерализации свидетельствует в пользу активизации в мезозое некоторых антиклинорных структур, особенно унаследованных от байкальского этапа. Не исключено, что и в других районах Урала могут быть обнаружены мезозойские эндогенные проявления, в том числе субвулканические тела триасовых траппов.

Таким образом, как в восточном (Челябинский бассейн, Зауралье), так и в западном (гряда Чернышова) обрамлении горного Урала, распространена триасовая (в основном раннетриасовая) липарит-базальтовая формация, отражающая процесс становления эпигерцинской плиты. По В.Н.Соболевской (1962), эти эффузивно-осадочные, переходящие в углистые отложения, приуроченные к грабенам в складчатом фундаменте, образуют особый промежуточный структурный ярус, характеризующий постороженно-предчехольный этап развития структуры.

Металлогения раннемезозойского этапа траппового магматизма почти не изучена. Имеются указания на возможную связь с ним некоторых видов полиметаллического оруденения (Трушелев, 1960), а также редкометалльной, флюоритовой и специфической минерализации (Иванов, 1974). Представляют интерес, кроме того, цеолитоносность и кальцитоносность (исландский шпат?) триасовых пород.

Таблица 22

Геохронологические данные по мезозойским вулканогенным

Проба	Порода, по которой определен возраст	Район, скважина, глубина, м	Аналитические данные		млн. лет	Лаборатория, публикация
			К%	Ar <sup>40</sup> 10 <sup>-9</sup> г/г		
A730	Лавобрекчия	Южный Урал, Чернышевская депрессия, скв.1908, гл.229				
3356	Базальт	Пос.Юлманово, скв.2308				
A5	Обломок базальта из агломератового туфа	г.Копейск, скв.1-Р, гл.977, 6-979,5 м				
3353	Базальт	Приполярный Урал, гряда Чернышева, скв.458				
945	Липарит крупнозернистый	Зауралье, пос. Пограничный скв. 3, гл. 393				
1006	Трахиллипарит	Зауралье, пос. Бабихино, скв. 20, гл. 154				
930	Липарит	Зауралье, Курганская обл., скв. 43				
787	Трахитовый порфир	Зауралье, с. Кабаково на р. Нейве				
779	Липарит	Зауралье, в 2,1 км от д. Першино				
791	"	Зауралье, близ западной окраины с. Зырянка по р. Синара				
410	Лава липарита	Зауралье, уч. Шартымка, скв. 21, гл. 148				
412	Липаритовый порфир	Зауралье, болото Сухое, скв. 24, гл. 164				
339	Липарит	Зауралье, пос. Покровский				
340	"	Зауралье, Широковская пл., скв. 14-Р				
150	Кварцевый порфир	Зауралье, Махневский район				
62	"	Зауралье, р. Теча, дер. Першино				

образованиям Урала

Геологическая позиция	Аналитические данные		млн. лет	Лаборатория, публикация
	К%	Ar <sup>40</sup> 10 <sup>-9</sup> г/г		
Нижняя часть триаса	1,84	28	220	ИГГ УФАН СССР; Овчинников, Степанов и др., 1969
По флоре - туринская серия	0,82	13	226	ИГ БашФАН СССР
Нижний триас	0,63	10,2	225	ИГГ УФАН СССР; Овчинников, 1963
По филлоподам, спорам и пыльце - ветлужский ярус (P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> )	0,80	13	215	ИГ БашФАН СССР
Залегают среди базальтов нижнего триаса	5,03	82	228	То же
То же	5,38	87,5	225	"
"	4,53	71	217	"
"	4,39	70	216	"
"	4,06	59	204	"
"	4,43	68	215	"
Залегают среди нерасчлененных отложений верхней перми-нижнего триаса	4,12	65,3	220	УГУ; Рупасова, 1966
То же	4,40	64,4	203	То же
"	3,72	58,9	220	"
"	4,37	68,2	216	"
	4,37	65	207	УТГУ; Рупасова, 1966
То же	3,77	51,9	193	Она же

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенная геохронологическая характеристика магматических и метаморфических образований вендомия — раннего мезозоя однозначно свидетельствует о становлении послерифейской и дотриасовой структуры Тимано-Урало-Мугоджарского региона в результате проявления трех самостоятельных тектоно-магматических циклов и о возникновении геосинклинальных условий в этой области в начале вендомия. Масштаб эндогенных процессов, характер и набор формаций, их металлогения и приуроченность к определенным структурно-формационным зонам для каждого тектоно-магматического цикла представляются особыми, неповторимыми.

Вендомий и большая часть кембрия — время развития полного геосинклинально-орогенного набора магматических формаций и проявлений интенсивного (в основном в амфиболовой фации) регионального и динамотермального метаморфизма. Наиболее консолидированный структурный этаж был сформирован в течение вендско-кембрийского орогенного этапа байкальского тектоно-магматического цикла. Соответствующая складчатая зона простиралась от Канина Носа и Северного Тимана на северо-западе и Харбейского антиклинория на северо-востоке (включая расположенную между ними Печорскую синеклизу) через весь Урал до Мугоджар включительно.

Каледонские геосинклинальные прогибы заложились на байкальском складчатом фундаменте в ограниченных глубинными разломами зонах наиболее интенсивной его переработки. Таковы структуры Зилаирского ("криптогеосинклиналь" по Г.С. Сенченко), Тагило-Магнитогорского, Восточно-Уральского и Тюменско-Кустанайского прогибов. Герцинские прогибы возникли на субстрате еще более сложного строения и в большинстве совпадали с каледонскими, хотя и не были в полном смысле унаследованными. В зонах интенсивной каледонской консолидации они имели характер наложенных. Тот факт, что проявление формации орогенных гранитоидов в герцинском цикле было значительно более интенсивным и длительным, вероятно объясняется нарастающей сиаличностью коры и не является основанием для объединения каледонского и герцинского циклов в один ордовикско-позднепалеозойский "цикл" (Сергиевский, 1963, 1969; Соболев, 1963, 1969).

Сравнение в общих чертах особенностей геологического строения северного, центрального и южного секторов Урала показывает наряду со сходством и существенные различия. В северном секторе из магматических и метаморфических комплексов представлены в основном байкальские с наложением каледонских и особенно герцинских, кислых интрузивных образований (активизация). Каледониды и герциниды восточного склона здесь в значительной мере погружены и перекрыты мезокайнозойским чехлом.

В центральном секторе куполовидные поднятия байкальских структур располагаются в пределах восточного склона Урала, главным образом на продолжении тиманских структур, а на западном склоне

Таблица 23

Сопоставление геохронологической схемы периодичности тектонических процессов вендомия - палеозоя Урала со схемой планетарных тектонических циклов и эпох

Региональная схема Урала (Гаррис, 1972)						Глобальная схема (Пронин, 1969, 1969а)				
млн. лет	Мега-цикл	Цикл	Этап	Эпоха	фаза, возраст (млн. лет)	Тектонический цикл	Тектоническая эпоха	Геологический возраст эпохи		
230	Вендомско-фанерозойский	Тихо-океан.	Раннемезозойский	$T_1$	Пермская (заальская) (240-250)	Герцинский	Позднегерцинская	Раннетриасовая и предтриасовая		
250		Герцинский	Позднегерцинский	$P_2$					Уральская (~270)	Уральская
270				$P_1$	Предсреднекаменноугольная (290-300) (астурийская, вторая магнитогорская)					
300				$C_2 - C_3$			Предсреднедевизейская (~320)			
330				Среднегерцинский	$C_1$			Предпозднетурнейская (330) (гумбейская)		
					$C_1$		Колтубанская			
370				Раннегерцинский	$D_3 - C_1$			Предсреднедевонская (370)		
		$D_2 - D_3$								
420		Каледонский	Позднекаледонский	$S_2 - D_1$	Предпозднесилурийская (420?) (арденская, салатимская)		Каледонский	Позднекаледонская	Раннедевонская и преддевонская	
450			Среднекаледонский	$O_2 - S_1$						Предсреднеордовикская (450)
470	Раннекаледонский		$O_1$	Салаирская						
520	Бай-кальский	Позднебайкальский	$V_2 - \epsilon_2$	Заключительная байкальская (520-530)	Бай-кальский	Липалийская	Предкембрийская			
600								Раннебайкальский	$V_1$	Движения на границе рифея и вендомия (680)
680										

Для построения региональной схемы использованы работы М.И. Гарая, А.А. Пронина, В.М. Сергиевского, Г.А. Смирнова, И.Д. Соболева, А.В. Хабакова, Д.С. Штейнберга и других исследователей.

широкое распространение получили кислые эффузивы орогенной стадии байкальского цикла. Становление каледонского геосинклинального прогиба (Тагильский синклиорий) сопровождалось интенсивным развитием габбровых формаций.

В южном секторе Урала также широко представлены магмато-метаморфические образования байкальского цикла. Они слагают среднюю и восточную зоны западного склона и в отдельных блоках (Златоустовский, Максютковский) несут наложенный каледонский и герцинский метаморфизм. На восточном склоне байкальский фундамент по субмеридиональным зонам значительно погружен и переработан, что привело к формированию крупных прогибов (Магнитогорский, Восточно-Уральский, Тюменско-Кустанайский). Южнее из-за интенсивного опускания Прикаспийской впадины байкальские структуры сохранились только в Орь-Илекском и Мугоджарском антиклинориях. Здесь они меньше, чем на восточном склоне Урала, переработаны в ходе процессов каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма. Южный сектор Урала отличается от центрального и северного секторов наиболее широким развитием герцинских гранитоидов габбрового и гранитного типов в эвгеосинклинальной области и продуктов каледонского метаморфизма в миогеосинклинальной области.

Особенности послерифейской истории становления (табл. 23) и территориального развития магматических и метаморфических формаций во многом определяют закономерности пространственно-временной приуроченности эндогенных рудных формаций (см. главу VI).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ  
СХЕМЫ ГЛАВНЫХ ТИПОВ  
ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ДЛЯ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Учение о геологических формациях, создание и разработка которого на отечественной почве связаны с именами Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, Н.С. Шатского, Г.Д. Афанасьева, Н.Б. Вассоевича, В.В. Белоусова, Ю.А. Билибина, Г.М. Заридзе, Е.М. Лазько, М.В. Муратова, Б.М. Келлера, Ю.А. Косыгина, Ю.А. Кузнецова, Д.В. Наливкина, А.В. Пейве, Ю.Ир. Половинкиной, В.И. Попова, Л.Б. Рухина, Н.С. Страхова, М.А. Усова, Е.К. Устиева, В.Е. Хаина, М.А. Фаворской, Д.С. Харкевича, И.В. Хворовой, Н.П. Хераскова, Б.Я. Хоревой, Е.В. Шанцера, Н.А. Штрейса, К.А. Шуркина, А.Л. Яншина и ряда других исследователей, превратилось в последние годы в крупную самостоятельную широко разветвленную отрасль геологии. Формационный анализ, воплощая в себе единство хроно-стратиграфического, петрогенетического, парагенетического, структурно-тектонического и историко-геологического подходов, как известно, является мощным средством познания общих и региональных геологических закономерностей во времени и в пространстве.

Данные изотопной геологии способствуют созданию или уточнению не только возрастной, но во многих случаях и генетической основы для регионального формационного анализа. Совокупность изотопно-геохронологических и геолого-петрологических данных, освещающих вопросы возраста, последовательности, длительности, скорости и периодичности геологических процессов, а также генезиса и генетических связей образованных этими процессами парагенезисов пород, при проведении формационного анализа обеспечивает возможность сравнительной качественной характеристики однотипных, но разновозрастных формаций, а следовательно, и выяснение направленности петрогенезиса, связанной с общей поступательностью геологического развития.

Неповторимость на каждом этапе развития земной коры характера породо- и структурообразующих процессов и совокупность результатов их действия на фоне геологической (тектоно-магматической) их периодичности обуславливает неповторимость разновозрастных конкретных формаций, принадлежащих к одному и тому же типу, что отражает разницу между "абстрактной" формацией (по Н.П.Хераскову - формационным типом) и конкретной формацией, занимаю-

шей определенное положение в пространственно-временной геологической системе<sup>1</sup>. То же самое следует принимать и для вертикального и горизонтального рядов (наборов) формаций в целом. Последние в разновозрастных тектоно-магматических циклах, на фоне общих черт сходства, существенно различаются по своей полноте или даже по типам входящих в набор формаций. Наиболее резкая разница наблюдается между формационными рядами фанерозойских тектоно-магматических циклов и более древних геосторических подразделений. По этой причине наборы геологических формаций, присущие геосинклинальным тектоно-магматическим циклам вендомия - фанерозоя, не должны "автоматически" переноситься на более древний докембрий, тем более что формации этого времени еще слабо изучены. Для обоснования выделения последних изотопно-геохронологическая основа имеет первостепенное значение, поскольку радиологические датировки служат обычно единственными критериями расчленения сходных по составу, но разновозрастных формаций.

Специфика избранного региона (Урал и восток Русской плиты), включающего в интервале от архея до триаса совокупность весьма разнородных формаций, определяет необходимость разработки такой их классификации, которая одновременно отражала бы их генезис (петрогенетический тип), вещественный состав парагенетически взаимосвязанных в единую формацию пород, фациальные условия образования, структурно-тектоническую позицию, возраст и через него - приуроченность к определенному этапу определенного геосторического подразделения, а также геохимическую и металлогенетическую специализацию. Подобного рода систематизация эндогенных формаций представляется делом будущего, однако некоторые пути к ее разработке могут быть намечены и в настоящее время.

Обзор дискуссионных проблем учения о формациях, естественно, не входит в задачи предлагаемой работы, поэтому далее освещаются лишь те положения, которые использовались при построении приведенных ниже геохронологических схем эндогенных формаций Урала и сопредельной части платформы. В отношении терминологии, принципов выделения формаций, систематики формационных ранговых подразделений и пространственно-временных понятий для магматических формаций руководящими являлись представления, разработанные формационной комиссией Петрографического комитета СССР (Устиев, 1970).

Для парагенезисов метаморфических пород общепризнано лишь фациальное расчленение. К ним, однако, могут быть применены почти все принципы формационного анализа, которые используются для осадочных и магматических пород. Одним из требований, определяю-

<sup>1</sup> Под пространственно-временной геологической системой подразумевается крупная самостоятельная структурно-тектоническая единица (или крупная ее часть), сформировавшаяся в течение определенного длительного отрезка времени (мегацикл, мезоцикл, цикл).

щих возможность выделения формаций, является, как справедливо отмечено Ю.Ир. Половинкиной (1968) и рядом других авторов, создание нового вещества. Оно не создается лишь в редких условиях изохимического метаморфизма. Можно считать, что при этом осадочные или магматические формации превращаются в соответствующие пара- или ортометаформации.

При ультраметаморфизме, а в большинстве случаев и при региональном метаморфизме новое вещество создается в огромных масштабах. Привнос — вынос вещества осуществляется "под воздействием восходящих потоков глубинных флюидов" (Маракушев, 1965). Возникшие в результате этих процессов на том или ином субстрате парагенезисы пород характеризуются определенными вещественным составом, структурно-тектонической и историко-геологической позицией. Применение к ним формационного анализа вполне правомерно и не противоречит принципам выделения формаций, предложенным Н.С. Шатским, а развивает их (Лазько и др., 1968, 1972).

Возможность применения формационного анализа к метаморфическим образованиям признана также и Формационной комиссией (Устиев, 1970). А.А. Маракушев наряду с метаморфическими фациями выделяет крупные группы метаморфических формаций. Интересные общие и региональные схемы формационного расчленения с выделением метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических формаций, построенные на материалах различных регионов СССР, кроме Е.И. Лазько, предложены Б.Я. Хоревой (1968), К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым (1969; Митрофанов и Шуркин, 1972), Г.М. Заридзе (1970) и рядом других исследователей. Получившая широкое признание классификация магматических формаций Ю.А. Кузнецова (1964), как известно, содержит также упоминание о некоторых метаморфических формациях.

Таким образом, имеет смысл выделять еще сложные (полигенные) формации — метаморфогенные и метасоматические (регионально-метаморфические, динамотермальные, ультраметагенные<sup>1</sup> и др.). Это — формации "скрещенной линии", формации метаморфического, ультраметаморфического и метасоматического "гибридизма". Они обладают не только генетическим, минералого-петрографическим, геохимическим и структурно-текстурным своеобразием, но и особыми геотектоническими и историко-геологическими позициями, что отличает их от метаформаций.

При выделении метаморфогенных и ультраметагенных формаций и при разграничении их с метаформациями изотопно-геохронологические исследования позволяют через возраст распознавать палеосоматическую и неосоматическую составные части соответствующих пород и путем петрографо-геохронологических сопоставлений выяснять природу первичного субстрата (например, габбро-норитовая раннепротерозойская палеосома в чарнокитовой среднепротерозойской ультраметагенной формации и др.).

<sup>1</sup> Термин, предложен К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым (1969).

Серии формаций (формационный набор) — "совокупность магматических формаций ... одного тектоно-магматического цикла в пределах складчатой области..." (Карта магматических формаций СССР, объяснительная записка, стр. 12). Этот термин отражает направленное изменение вещественного состава и характера парагенезисов пород во времени. Для тектоно-магматических циклов фанерозоя, формационные наборы которых лучше всего изучены, последние могут подразделяться на подсерии, соответствующие тем или иным этапам (стадиям) геосинклинального развития. Серии формаций могут быть полными или неполными, завершенными или незавершенными, различаться характером и последовательностью входящих в них конкретных формаций. Наиболее существенные различия, как указывалось, отмечаются для формационных наборов подразделений протерозоя и вендомия — фанерозоя. При выделении формационных наборов большое значение имеют радиологические обоснования последовательности становления отдельных их членов.

Для класса метаморфогенных формаций представления о последовательных наборах, характерных для тектоно-магматических циклов в целом и для их стадий, еще разрабатываются. В предложенной К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым (1969) схеме нижнедокембрийских магматогенных и ультраметагенных формаций Балтийского щита и Восточной Сибири среди доскладчатых упомянута лептитовая формация, представленная метаморфизированными вулканидами, в числе складчатых в прогеосинклинальном мегацикле указываются формации чарнокит-мигматитов и чарнокитов и формация ультраметагенных мигматит-гранитов, а в протогеосинклинальном мегацикле — формация ультраметагенных гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов и мигматитов.

В самых общих чертах особенности смены метаморфогенных формаций внутри тектоно-магматических циклов состоят тоже в их гомодромной направленности. Геосинклинальный этап характеризуется фемическим типом метаморфизма и метасоматоза, орогенный — сиалическим. Сиалический ультраметаморфизм и метасоматоз (гранитизация) часто охватывают и этап, переходный к платформенному режиму.

Тип (петрогенетический тип, по Ф.Ю. Левинсону-Лессингу) для магматических формаций, согласно представлениям ряда исследователей, определяется характером родоначальной магмы (симатической, сиалической), что связывается с глубинами ее становления (верхняя мантия, кора). "Детальное радиологическое изучение комагматов может помочь решению проблемы родоначальных магм" (Афанасьев и др., 1972, стр. 10).

Характер изотопных вариаций рубидия и особенно стронция позволяет судить о роли мантийных и коровых источников вещества в магматических расплавах различного состава. "Мантийный" тип изотопного отношения стронция 87 и 86 при учете совокупности других геохимических и геологических данных привел Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда (1968) к выводу о мантийном происхождении щелоч-

ноземельных вулканогенных и интрузивных пород. С помощью изотопных методов формационный анализ обогащается новыми объективными данными об изменении состава родоначальных магм во времени. Большое значение для определения самостоятельности того или иного петрогенетического типа формаций имеет его "возрастная обособленность" от формаций других типов. Для метаморфических, ультраметагенных и метасоматических формаций изотопно-геохронологические исследования позволяют на фоне геолого-петрологического изучения расшифровывать сложную историю их становления, обусловленную одновременным действием совершенно различных процессов.

Конкретная магматическая формация (по Г.Д. Афанасьеву и др., 1972, стр. 6), — "естественная ассоциация магматических пород, относящихся к единому петрографическому семейству и образовавшаяся в узком временном интервале в определенный этап эволюции геоструктурной зоны". По Н.П. Хераскову (1952), конкретная формация имеет такое же отношение к абстрактной формации, как индивидуум к виду в биологии. Генезис, возраст и структурная позиция вошли в определение понятия "магматическая формация", разработанного на уральском материале. Так, по И.Д. Соболеву (1963, стр. 32), магматическая формация — "...естественная ассоциация магматических пород, связанных между собой не только общностью генезиса, но и временем образования, то есть принадлежностью к одному структурному ярусу". В случае длительного многофазного становления сложные магматические формации могут подразделяться на субформации. Поскольку для каждой конкретной формации характерно определенное время становления, изотопно-геохронологическая основа при их выделении (особенно интрузивных и метаморфогенных формаций) не менее важна, чем петрогенетическая и тектоническая.

По отношению к метаморфогенным формациям на первый план по сравнению с парагенезисом выдвигается паракатезис (Устиев, 1970), так как при их гетерогенности не сопроисхождение, а именно сонахождение и особенности взаимоотношений тех или иных петрографических членов метаморфогенной формации определяют возможность ее индивидуализации.

Для выделения конкретных метаморфических, ультраметагенных и метасоматических формаций изотопно-геохронологические критерии имеют первостепенное значение, поскольку, как известно, фациальные условия метаморфизма стирают многие особенности состава соответствующих пород. Нередко радиологические данные являются единственной основой для расчленения продуктов фациально близкого, но разновозрастного метаморфизма. При невозможности (из-за недостаточной изученности) обосновать выделение определенных метаморфогенных формаций приходится ограничиваться условным выделением метаморфических комплексов, которым придаются собственные названия и возрастные характеристики.

Что касается термина "комплекс", то расчленение магматических образований Урала на отдельные комплексы уже вошло в ряд региональных сводок, с чем связана необходимость использования этого термина именно в том смысле, в каком он понимался при выделении соответствующих магматических комплексов. В данной работе магматический комплекс рассматривается как региональное проявление конкретной магматической формации. При радиологическом изучении некоторых магматических комплексов Урала оказалось, что они не моноформационные, а отражают пространственное совмещение разновозрастных и разнотипных образований.

Название "комплекс" по отношению к породам, слагающим на Урале своеобразные гранито-гнейсовые (гнейсово-мигматитовые) "купола", представленные сложными гетероформационными и полихронными образованиями, в соответствии с работами Г.А. Кейльмана, употребляется в собирательном петрографо-структурном смысле.

При изучении эндогенных рудных формаций, которые можно рассматривать как частный случай проявлений процессов магматизма и (или) метаморфизма, применение изотопно-геохронологических методов приобретает еще более важное теоретическое и практическое значение. Появляется возможность через датирование руд, околорудных метасоматитов и материнских пород выяснять этапность и фазность оруденения, генетические связи с определенными магматическими формациями, возрастные, а через них и пространственные, закономерности локализации месторождений, устанавливать возрастные поисковые признаки, проводить внутререгиональную и межрегиональную корреляцию рудных формаций и на основе всего этого — выявлять новые перспективные районы.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ВОЗРАСТ» МАГМАТОГЕННЫХ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Для магматогенных формаций их возрастом в предлагаемой работе считается промежуток времени, в течение которого совершилось становление соответствующей формации от начальных фаз до завершающих. В последние не включаются самостоятельные малые интрузии, даже если они пространственно связаны с представителями близких по составу и возрасту формаций. Для метаморфических, ультраметагенных и метасоматических формаций возраст — это время не "от-до", а только время проявления процессов преобразования исходных пород, т.е. возраст метаморфизма, обусловившего образование соответствующей метаморфогенной формации. Если возраст субстрата (палеосомы) геологически или радиологически может быть определен, то его следует использовать для разграничения сходных по всем другим признакам метаморфогенных формаций. В случаях наложения повторного прогрессивного метаморфизма, диафтореза или метасоматоза речь идет о полихронных метаморфогенных формациях, для которых по возможности устанавливается возраст всех этапов метаморфизма.

Магматические формации хотя и относятся к числу "монокронных", однако длительность и характер (непрерывность, прерывистость) образования формаций различных типов весьма значительно варьирует. Материалы изучаемого региона позволяют считать, что становление интрузивных формаций ультраосновного и части формаций базальтоидного типов происходило относительно "быстро", а иногда и "непрерывно"; образование же сиалических формаций от наиболее основных до наиболее кислых дифференциатов растягивается на десятки (до 50–60, иногда до 80 млн. лет) и отличается внутренней прерывистостью (многоэтапностью, многофазностью). Это подтверждает положение (Штрейс, 1968) о соизмеримости скорости становления гранитоидов в крупных конседиментационных структурах со скоростью осадконакопления.

Некоторые исследователи определяют длительность становления многофазной магматической формации в 10–30 млн. лет, а "простой" формации – в 2–10 млн. лет. На примере кайнозойской вулканоплутонической формации Большого Кавказа показана продолжительность ее образования 4,5 млн. лет (Борсук, 1972).

Возрастом рудных формаций можно считать усредненные значения из совокупности близких (с учетом 3% погрешности) датировок, полученных для соответствующих минералов (пород) и относящихся к сближенным во времени фазам минерализации. В случае пространственного совмещения продуктов многоэтапного оруденения могут получаться "гибридные" возрастные значения. Последние необходимо по сумме геолого-петрографических и радиологических данных отличать от тех, которые датируют процессы рудообразования какого-то определенного этапа.

Рассмотрение возможностей взаимоувязанного изотопно-геохронологического и формационного подходов к изучению эндогенных образований приводит к заключению, что исследования такого рода позволяют: 1) датировать эндогенные формации всех классов; 2) выделять метаморфогенные формации и комплексы; 3) расчленять пространственно совмещенные образования, принимающиеся по геологическим данным за единую формацию, на разновозрастные формации; 4) коррелировать пространственно разобщенные формации (комплексы), считающиеся различными; 5) получать возрастные обоснования комагматичности интрузивных и эффузивных пород и объединять их в вулканоплутонические ассоциации; 6) определять состав и характер наборов формаций для разновозрастных отрезков времени и в совокупности с другими геологическими данными обосновывать выделение самостоятельных тектоно-магматических циклов и датирование их границ; 7) выяснять различия в формационных наборах разновозрастных тектоно-магматических циклов, что служит основанием для освещения направленности тектоно-магматического развития региона; 8) способствовать с помощью возрастной корреляции рудных и магматических формаций выявлению особенностей металлогенической специализации последних и установлению через возраст родственности (генетических связей) или чужерод-

ности тех или иных рудных формаций по отношению к магматическим формациям и т.д.

Таким образом, использование при региональном формационном анализе изотопно-геохронологической основы открывает новые широкие возможности для расчленения и сопоставления всех эндогенных формаций — магматогенных, метаморфогенных и рудных.

#### РЕГИОНАЛЬНЫЕ СХЕМЫ МАГМАТОГЕННЫХ И МЕТАМОРФОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ НА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Предлагаемые схемы (табл. 24–26) носят в известной мере предварительный характер, что определяется неравномерной и в ряде случаев недостаточной формационной и (или) геохронологической изученностью конкретных объектов и тем, что к метаморфогенным образованиям на Урале формационный анализ ранее вообще не применялся. Как первый опыт такого рода предлагаемые схемы, естественно, не могут претендовать на полноту охвата всех многообразных материалов, накопленных в течение весьма длительного изучения интересующего нас региона. При составлении этих схем использовались основные теоретические работы по формационному анализу названных в первом разделе данной главы авторов, а также результаты геолого-петрологических исследований докембрия и фанерозоя Урала и сопредельных территорий.

Формационное изучение магматических пород Урала, начало которому положили работы Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и Б.М. Романова, значительно продвинулось в последние десятилетия благодаря исследованиям Л.Д. Булькина, О.А. Воробьевой, А.А. Гаврилова, Б.А. Голдина, К.К. Золоева, С.Н. Иванова, К.П. Иванова, И.Л. Лучинина, Е.А. Мазиной, Ю.Е. Молдаваницева, С.В. Москалевой, В.Ф. Морковкиной, И.Д. Мудрова, А.В. Пейве, И.А. Петровой, Л.Л. Подсосовой, В.Н. Пучкова, Н.А. Румянцевой, В.М. Сергиевского, Н.А. Сирина, Ю.Д. Смирнова, И.Д. Соболева, Г.Б. Ферштатера, М.В. Фишмана, Т.И. Фроловой, Д.С. Штейнберга, Н.П. Юшкина и многих других исследователей.

Ряд работ по формационному анализу интрузивных и вулканогенных образований сравнительно хорошо изученного Южного Урала появились в последние годы. В их числе следует упомянуть работы П.В. Аржавитина и М.Ю. Аржавитиной, Г.И. Водорезова, П.В. Лазарева, Б.Д. Магадеева, В.М. Нечеухина, В.А. Прокина, В.В. Сагло, Д.Н. Салихова, П.Ф. Сопко, М.Д. Тесаловского, В.П. Челнокова, П.П. Швецова, Р.Г. Язевой и других геологов. Большинство работ этих авторов посвящены палеозойским магматитам Урала. Более древние образования и на Урале, и в пределах восточной части Русской плиты в формационном отношении изучены слабо, что связано с фрагментарностью бурового материала и со специфическими трудностями формационного расчленения сложных магмато-метаморфогенных комплексов. Для Волго-Уральской области и западной части миеогео-синклиналильные зоны Урала эти вопросы затрагиваются в основном

в работах последних лет (Лазько и др., 1972; Лапинская, Богданова, 1972; Гоньшакова и др., 1972; Черный, Смирнов, Черная, 1972; Штейнберг, Иванов, 1972).

Для территории Урала Д.С.Штейнберг и И.Д.Соболев сначала выделяли три генетические группы изверженных пород: перидотитовую, базальтоидную и сиалическую гранитную, которым соответствуют самостоятельные типы магматизма (Штейнберг, 1961, 1963). В дальнейшем эти представления были уточнены, и теперь в числе главных типов магматизма указываются ультрабазитовый, базальтоидный, сиалический и щелочно-базальтоидный с соответствующими им группами формаций: "геосинклинальных, орогенных, платформенных и переходных" (Штейнберг и др., 1969, стр. 10).

В настоящее время сосуществующие подходы к выделению конкретных магматических формаций в докембрии и фанерозое Урала сводятся к двум основным направлениям – петрогенетическому и историко-тектоническому. Первое представлено главным образом трудами Д.С.Штейнберга и группы сотрудников ИГГ УНЦ АН СССР (Знаменский, 1966; Ферштатер, 1966, 1971; Свяжин, Левин, 1971), второе – работами В.М.Сергиевского, Е.А.Мазиной, Ю.Е.Молдаванцева, Н.А.Румянцевой, Ю.Д.Смирнова и других геологов ВСЕГЕИ (Румянцева и др., 1969; Сергиевский, 1969; Карта магматических формаций СССР, 1971 и др.). Сочетание обоих подходов наиболее полно отражено в последней формационной схеме докембрия и фанерозоя Урала, разработанной И.Д.Соболевым (1972), однако в этой схеме тектоно-магматическая периодичность и наборы формаций нередко не согласуются между собой, а некоторые формации представлены в слишком укрупненном виде (скорее формационные семейства, чем конкретные формации).

К числу дискуссионных вопросов формационного расчленения эндогенных образований Урала относятся: 1) применение формационного анализа к метаморфогенным образованиям; 2) номенклатура конкретных формаций, а для ряда формаций и их петрогенетический тип (например, формация гранитов рапакиви); 3) геотектоническая позиция некоторых видов формаций (что связано с разноречивым пониманием цикличности и этапности тектонического развития региона); 4) возраст дунит-гарцбургитовой формации и кратность ее проявления; 5) формационная принадлежность ряда конкретных магматических комплексов и пр.

Прилагаемые схемы магматогенных формаций (табл. 24 и 25), объединяющие на геохронологической основе наиболее распространенные и изученные интрузивные и эффузивные формации, иллюстрируют существенную разницу в формационных наборах разновозрастных мегациклов и тектоно-магматических циклов геологического развития региона, причем наиболее полный последовательный набор характерен для байкальского цикла.

В схеме интрузивных формаций (табл. 24) в основном использована номенклатура формаций по "Карте магматических формаций СССР" (1971) с дополнениями и изменениями, касающимися гене-

Таблица 24

Геохронологическая схема главнейших интрузивных формаций Урала, Тимана и Восточной части русской плиты (вариант)

Петрогенетический тип, формация, субформация	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1$ , $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3^1$ , $R_3^2$ , В, К, Н), радиологический (млн.лет) или геологический возраст
<u>Ультрабазитовый</u>	
Дунит-гардбургитовая	< 680 и > 650(В)
<u>Базальтоидный</u>	
Перидотит-пироксенитовая	+( $PR_1^1$ ); ордовик, ранний силур (К); средний девон (Н)
Дунит-пироксенит-габбровая (перидотит-пироксенит-габбровая)	~2250 ( $PR_1^2$ ); 1380-1370 ( $R_2$ ); 800 ( $R_3^2$ ); >600, > 570 (В); > 440-430 (К)
Габбро-диорит-диабазовая	620-580, 560-520 (В); >450 (К); поздний девон - ранний карбон (Н)
Габбро-норит-анортозитовая	2050-2080 ( $PR_1^2$ )
Габбро-норит-плагиигранитовая	2200-2150 ( $PR_1^2$ )
Габбро-диорит-гранодиоритовая	1870-1780 ( $PR_2$ ); 460-440 (К); 340-305 (Н)
Габбро-гранитовая	655-620 (В); 480-450 (К); 340-300(Н)
Формация гранитов рапакиви	1430-1360 ( $R_1$ )
Габбро-граносиенит-гранитовая (габбро-монцит-гранитовая)	515-500 (В) 390-380 (К) 340-280 (Н)
Габбро-сиенитовая	480-450; 460-400, 390-370 (К)
Формация самостоятельных малых интрузий основного и щелочного состава	+(В); +(К); 280-270 (Н)
Трапшовая	~1900 ( $PR_1^2$ ); 1650-1600 ( $PR_2$ ); 1350 ( $R_1$ ); ~1100 ( $R_2$ ); 885-760 ( $R_3^1$ ); 680-670 ( $R_3^2$ ); +(К); +(Н)

Таблица 24 (продолжение)

Петрогенетический тип, формация, субформация	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1$ , $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3$ , $R_3^2$ , B, K, H), радиологический (млн.лет) или геологический возраст
Габброиды и ультрабазиты базальтоидного типа неясной формационной принадлежности	$+(PR_1^1)$ ; 575-520 (B); +(K); +(H)
<u>Сиалический</u> Диорит-плагиигранитовая (гранодиорит-плагиигранитовая)	2290, 2160-1950 ( $PR_1^2$ ); 1700, 1640 ( $PR_2$ ); 395-370 (K); 345-310 (H)
Диорит-гранодиоритовая	430-410 (K); ~250 (H)
Гранит-гранодиоритовая (гранодиорит-гранитовая)	1880-1740 ( $PR_2$ ); 580-520 (B); 465-400 (K); 320-280 (H)
Гранитовая	2050-2010 ( $PR_1^2$ ); 1840-1760 ( $PR_2$ ); 830-730 ( $R_3^1$ ); 600-500 (B); 380-370 (K); 320-290 (H)
Субформация гранит-лейкогранитовая	2020-1920 ( $PR_1^2$ ); 1606-1625 ( $PR_2$ ); +(B); 265 (H)
Субформация аляскитовая	2270-2220 ( $PR_1^1$ ); +(B); 280-270 (H)
Субформация миаскитовая	310-260 (H)
Гранит-граносиенитовая	1600 ( $PR_2$ )
Гранит-липаритовая (вулканоплутоническая ассоциация)	590-560 (B); ~445 (K)
Формация анатектических и метасоматических гранитов (мигматит-гранитовая)	2040-1900 ( $PR_1^2$ ); 1780-1650 ( $PR_2$ ); +(B); 330-290 (H)
Формация щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	1370 ( $R_2$ ); ~750 ( $R_3^2$ ); 600-580 (B)
Формация самостоятельных малых интрузий кислого и щелочного состава	1650-1600 ( $PR_2$ ); 1170-1020 ( $R_2$ ); 830-730 ( $R_3^1$ ); +(E); 395-370 (K); 315-290, 270-250, 240-230 (H)

Таблица 24 (окончание)

Петрогенетический тип, формация, субформация	Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1$ , $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3^1$ , $R_3^2$ , В, К, Н), радиологический (млн.лет) или геологический возраст
Гранитоиды сиалического типа неясной формационной принадлежности	+( $PR_1^1$ ); +(PR <sub>2</sub> ); +(R <sub>2</sub> ); +(В); +(К); 280-250 (Н)
<u>Щелочно-ультрабазитовый и щелочно-базальтоидный</u>	
Щелочно-ультраосновная	545-535 (В)
Формация щелочных габброидов и лампрофиров	545-515; 512 (В)
Цифровые значения - изотопный возраст (млн.лет), в скобках - предполагаемый. Знак + обозначает присутствие недатированных магматических формаций. Латинские индексы в скобках - мезоциклы и тектоно-магматические циклы: PR - протерозойские, R - рифейские, В - байкальский, К - каледонский, Н - герцинский.	

тических типов формаций, выделения формаций малых интрузий, расчленения габбро-перидотитовой формации на две самостоятельные (дунит-гарцбургитовую и дунит-пироксенит-габбровую) и объединения некоторых формаций. Кроме того, добавлены (или учтены) названия ряда формаций, выделенных на Урале другими исследователями. Группировка интрузивных формаций по петрогенетическим типам (графа 1) соответствует положениям, обоснованным в трудах Д.С.Штейнберга с сотрудниками (1961, 1963, 1968, 1969, 1969а, 1971).

Вопрос о составе "первичных" магм для формаций, принадлежащих к различным типам, представляется еще далеким от окончательного разрешения. Так, например, при характеристике различий между гранитоидами Тагило-Магнитогорского погружения (базальтоидный тип) и Восточно-Уральского поднятия (сиалический тип) необходимо учитывать, что первые на современном эрозионном срезе развиты как малые по объему гипабиссальные тела, внедрившиеся в мощные толщи вулканитов преимущественно основного состава, вторые же представляют собой глубоко эродированные плутоны, приуроченные к структурно-формационной зоне высокой сиаличности, поскольку она испытала первую консолидацию в орогенный этап байкальского тектоно-магматического цикла.

Среди формаций, названных в прилагаемых схемах, не упомянута офиолитовая, в том числе и метаофиолитовая, выделенная на Урале авторами "Карты магматических формаций СССР" (1971). Парагенезис ультраосновных и основных интрузий с основными эффузивами и осадочными яшмоидами, который по Г.Штейману определяет отнесение соответствующих пород к офиолитовой формации, в изучаемом регионе является скорее исключением, чем правилом. Пространственно сближенные в зоне Главного Уральского разлома дунит-гарцбургитовые и габбровые тела разновозрастные и относятся к различным формациям; ассоциации первых с разновозрастными кремнистыми отложениями отсутствуют. Наиболее близок к офиолитовому типу марганцевоносный вулканогенно-кремнистый комплекс арениг-ландейльского возраста, выявленный в Сакмарской зоне Южного Урала и в Северных Мугоджарах (Гаврилов, 1967). Сходные комплексы, сложенные основными эффузивами и яшмоидами, известны в ордовике Нязепетровского (бардымская свита) и Троицкого (варненская свита) районов.

Среди перечисленных в табл. 24 формаций не все в равной степени самостоятельные. Возможно, что некоторые правильнее считать субформациями. В первую очередь это касается выделенных рядом авторов формаций пород среднего и кислого состава, которые, вероятно, относятся к семейству гранитоидов. Однако в связи с недостаточной формационной и геохронологической изученностью они оставлены не объединенными, так как не исключено, что некоторые из них, несмотря на близость состава, принадлежат к разным типам — одни к сиалическому, другие — к базальтоидному. Среди формаций плагиогранитного состава имеются и те и другие.

Радиологически лучше всего выделяются интрузивные базальтоидные и сиалические формации. Для ультрабазитовых имеются данные либо по верхней возрастной границе, либо их возраст берется в "вилку" между заведомо более древними и наложенными образованиями. Для формации ультрабазитового типа использовано название дунит-гарцбургитовая (Москалева, 1972), что соответствует гипербазитовой по Ю.А. Кузнецову (1964). Самостоятельность ее и резкие различия между ней и дунит-пироксенит-габбровой формацией базальтоидного типа доказаны многочисленными петрологическими работами и подтверждены радиологически.

Весьма характерная формация гранитов рапакиви отнесена к базальтоидному типу (Кузнецов, 1964; Штейнберг, 1969), что объясняется массивной контаминированностью материалов основного состава (Заварицкий, 1937).

Для эффузивных и вулканогенно-осадочных формаций (табл. 25) в большей мере использованы геологические, чем изотопные, возрастные данные в связи с низкой радиологической компетентностью (влияние перекристаллизации базиса, наложенной пропицитизации и др.) вулканогенных пород (см. главу I). Радиологические датировки, соответствующие геологическому возрасту, для эффузивных формаций получены в основном по кайнотипным породам, не испытав-

Таблица 25

Геохронологическая схема главнейших вулканогенных формаций Урала (вариант)

Формация	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1$ , $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3^1$ , $R_3^2$ , В, К, Н, Т), радиологический (млн.лет) или геологический возраст
Спилит-диабазовая	~1550 - навьшенская свита; > 1370 - пуйвинская свита ( $R_1$ ); нижний вендомий-средняя часть маньинской свиты, бедамельская, кокпельская свиты (В); ранний ордовик - куагачская, булатская свиты; ранний-средний ордовик - тельпосская, хыдейская свиты; ранний ордовик - низы бардымской свиты; ранний силур - херсонская, бетринская, сакмарская, поляковская свиты (К); средний девон - карамальташская свита (Н)
Кератофир-спилит-диабазовая	~620 (В); ранний силур - блявинская свита (К); поздний девон - ранний карбон (Н)
Базальтовая (толеитовая)	> 1370 - часть пуйвинской свиты, шекуринская свита ( $R_1$ ); силур-девон - лемвинский комплекс (К)
Трахибазальтовая (базальт-трахитовая)	+(К); ~370 (Н)
Трахиандезит-базальтовая	515-500 - лорцемпейский комплекс (В); 500-460 (К)
Андезит-базальтовая	Ранний силур - верхи бардымской свиты (К); средний девон - ирендыкская свита, верхний девон - колтубанская свита, ранний карбон - валериановская свита (Н)
Дацил-андезит-базальтовая, липарит-базальтовая (формация диабазов и липаритовых порфиров, формация липаритовых порфиров - базальтовых порфиритов)	Девон - баймак-бурибаевская свита (К); живет (Н) 1335 - машакская свита ( $R_2$ ); 555 - саблегорская свита, хойдышорская, мулюдмусюрская, лаптапайская свиты, 598 - верхняя часть маньинской свиты, лаптавожский комплекс (В); ордовик (К); 240 - пермь, кушмурунский комплекс (Н); 230-205 - ранний триас - туринская серия (Т)

Таблица 25 (окончание)

Формация	Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1$ , $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3^1$ , $R_3^2$ , В, К, Т), радиологический (млн.лет) или геологический возраст
Базальт-трахилипаритовая	Поздний силур - ранний девон (К); поздний девон, 325 - ранний карбон - березовская и кизильская свиты (Н)
Андезитовая (формация андезитовых порфиров и порфиритов)	765 ( $R_3^2$ ); 360, 375, средний девон - улугауская свита
Трахиандезитовая	+(В)
Липаритовая (гранит-липаритовая ассоциация)	660, 600 - средняя часть маньинской свиты, 600-500-малдинский комплекс, 590-560 - верхи маньинской свиты; 530-500 - кваркушский комплекс
Трахилипаритовая	Ранний карбон - субвулканические тела, секущие ирендыкскую и более древние вулканогенные свиты
Формация ультраосновных и основных щелочных базальтоидов (нерасчлененная)	Поздний вандомий - ашинская, дворецкая, верхнебавлинская свиты (В); ордовик - свиягский комплекс (К)
Формация диабазовых и пикритовых порфиритов	490-440 - висячинская формация (послебайкальская активизация)
Трапшная	Средний девон, печорский комплекс (Н)
Метабазиты и другие вулканы неясной формационной принадлежности	1370 - части пуйвинской и шекурьюинской свит ( $R_2$ ); $+(R_3)$ ; 600-585 - манарагский комплекс (В)

Цифровые значения - изотопный возраст (млн.лет), в скобках - предполагаемый. Знак + обозначает присутствие недатированных вулканогенных формаций. Латинские индексы в скобках - мезоциклы и тектоно-магматические циклы: PR - протерозойские, R - рифейские, В - байкальский, К - каледонский, Н - герцинский, Т - тихоокеанский.

шим воздействий, приводящих к зеленокаменному перерождению, кремниво-калиевому метасоматозу (околорудные гидротермальные изменения), региональному метаморфизму и др. К таковым относятся платформенная триасовая липарит-базальтовая формация, некоторые представители миегосинклинальной среднерифейской машакской липарит-базальтовой формации и позднебайкальской (кембрийской) липаритовой формации.

Возрасты формаций, характерных для начальных и конечных этапов тектоно-магматических циклов, соответственно дунит-гарцбургитовой, дунит-пироксенит-габбровой, габбро-диорит-диабазовой и спилит-диабазовой, с одной стороны, и сиалических - гранитовой и липаритовой, с другой стороны, подтверждают самостоятельность проявления в изучаемом регионе байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов и дают материалы для обоснования временных границ между ними.

Геохронология метаморфогенных формаций Урала и востока Русской плиты отражена в табл. 26. В качестве главных критериев при выделении формаций этого класса, как указывалось, использовались: а) специфическое сочетание состава исходных пород (субстрата) и продуктов его преобразования; б) генетический тип метаморфизирующих процессов и фация метаморфизма; в) время воздействия метаморфизма, определившего современный облик соответствующего паракатезиса пород; г) историко-геологическая и структурно-тектоническая позиция соответствующих метаморфогенных образований.

При разработке названной схемы, кроме собственных материалов, автором учтены многочисленные региональные работы, посвященные геолого-петрографической характеристике метаморфических пород. С фациальной, минералого-петрографической, генетической и структурно-тектонической сторон метаморфические образования Урала изучались Н.Л. Добрецовым, Г.Г. Доминиковским, Г.А. Глушковой, А.А. Захаровой, С.Н. Ивановым, Г.А. Кейльманом, А.П. Козаком, Е.А. Кузнецовым, В.И. Ленных, В.П. Логиновым, В.А. Марксом, Л.М. Минкиным, Ю.Е. Молдаванцевым, В.М. Нечухиным, Ю.Д. Панковым, Л.Л. Перчуком, В.А. Прокиным, Н.П. Старковым, Н.Г. Удовкиной, Д.С. Штейнбергом, Ю.Ю. Эрвье и рядом других исследователей. На Тимане и полуострове Канин метаморфизм отложений рифея и вендомия исследовал В.Г. Гецен, в Мугоджарах - А.А. Абдулин, Г.И. Водорезов, Р.В. Гетлинг, А.В. Миловский, Г.Р. Рошкован, Р.М. Сегедин, В.И. Фонарев и другие геологи.

Детальное изучение продуктов метасоматических процессов преобразования ультрабазитов проводили А.А. Ефимов, Л.П. Ефимова, В.Ф. Марковкина, С.В. Москалева. Метасоматиты, связанные с гранитными формациями, изучали Н.И. Бородаевский, В.Я. Левин, Н.В. Кукулин, Ю.Д. Панков, П.В. Покровский, М.С. Рапопорт, А.И. Шерстюк и многие другие исследователи. Контактново-метасоматические образования, приуроченные к докембрийским, каледонским и герцинским интрузивным формациям базальтоидного типа, после А.Н. Завариц-

Таблица 26

Геохронологическая схема главнейших метаморфогенных формаций докембрия и палеозоя Урала и докембрия восточной части Русской плиты (вариант)

Формации, их группы			Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1$ ); $PR_1^2$ , $PR_2$ , $R_1$ , $R_2$ , $R_3^1$ , $R_3^2$ , B, K, H), радиологический (млн. лет) или геологический возраст	
Регионально развитые	Регионально-метаморфические	Силалитические	Слюдистых кварцитов	1700 ( $PR_2$ ); + ( $R_2$ ); 590-530(B); 380 (K)
			Углистых и графитистых кварцитов	
			Железисто-кремнистая (джеспилитовая и др.)	+ ( $R_2$ ); +(B) + ( $PR_1^1$ ); 2200 ( $PR_1^2$ ); + ( $R_2$ )
			Серицит-(альбит)-хлорит-сланцевая	1890 ( $PR_2$ ); +( $R_2$ ); 560-525(B); 450-370 (K); 330-250 (H)
			Гранат-(кордиерит)-силлиманитовых сланцев	+ ( $PR_2$ )
			Кварц-биотитовых сланцев	2200 ( $PR_1^2$ ); 1800 ( $PR_2$ ); 350 (H)
			Биотитовых плагиогнейсов	2540 ( $PR_1^1$ ); 1950 ( $PR_1^2$ ); 1750 ( $PR_2$ )
			Глиноземистых гнейсов (с гранатом, кордиеритом, силлиманитом)	1930-1650 ( $PR_2$ ); 550 (B); 415-370 (K)
	Фемические		Зеленокаменная	+ ( $R_{1-3}$ ); 550-520 (B); 450 - 370 (K); 310-290 (H)
			Эпидот-актинолит-сланцевая	+(K); +(H)

Таблица 26 (продолжение)

Регионально развитые Ультрамагматические и метасоматические		Формации, их группы		Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1, PR_2^1, PR_2, R_1, R_2, R_1^1, R_2^2, B, K, H$ ), радиологический (млн. лет) или геологический возраст
		Фемические	Сиапические	
	Фемические	Амфиболитовая	2250 ( $PR_1^1$ ); 2050 ( $PR_1^2$ ); 1700-1800 ( $PR_2^2$ ); 595-545 (B); 450-370 (K); 310-290 (H)	
		Пироксеновых и двупироксеновых кристаллосланцев и плагингнейсов	+ ( $PR_1^1$ ); 2200 ( $PR_1^2$ )	
	Фемические	Метасоматических гранитов, гранито-гнейсов (гнейсогранитов и кварц-микроклиновых метасоматитов)	2200, 2000 ( $PR_2^2$ ); 1800-1700 ( $PR_2$ ); 1480-1380 ( $R_1$ ); 1100-1000 ( $R_3$ ); 600-550 (B); 330-290, 300-270 (H)	
		Чарнокитовая (мигматит-чарнокитовая)	2000 ( $PR_1^2$ ); 1800-1750 ( $PR_2$ )	
		Амфиболовых, биотит-амфиболовых и плагиоамфиболовых метасоматитов	+ ( $PR_1$ ); 1300, 1100 ( $R_2, R_3$ ); 570-590 (B)	
		Оливин-пироксеновых и пироксеновых метасоматитов	+ ( $PR_1$ )	
		Кианит-(андалузит силлиманит-сланцевая	+ (B); + (K); 300 (H)	

Таблица 26 (продолжение)

Формации, их группы		Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам (PR <sub>1</sub> <sup>1</sup> , PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> , PR <sub>2</sub> , R <sub>1</sub> , R <sub>2</sub> , R <sub>1</sub> <sup>1</sup> , R <sub>3</sub> <sup>2</sup> , B, K, H), радиологический (млн. лет) или геологический возраст	
Зонально и локально развитые метаморфические и метасоматические	Сопровождающие зоны глубинных разломов	Кордиерит-гнейсово-сланцевая	+(K)
		Амфиболитовая	1500-1300 (R), 545-510 (B); +(K); +(H)
		Глаукофан-сланцевые: лавсонит-(жадеит)-глаукофан-сланцевая	435-400 (K)
		Мусковит-глаукофановая	650, 615 (B); 435 (K)
	Приконтактовые	Эклогитовая	2500, 2300 (PR <sub>1</sub> <sup>1</sup> ); >650 (B)
		Инъекционных гнейсов	2130 (PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> ); +(PR <sub>2</sub> ); 550 (B); 370-360 (K); 330-245 (H)
		Роговиковая, скарновая	+(B), 390-375 (K); 290-300 (H)
	Послеинтрузивные метасоматические	Амфиболитовая	830-730 (R <sub>3</sub> <sup>1</sup> ); +(B); +(K)
		Кварц-мусковитовых метасоматитов	550-520 (B); 370-350 (K); 280-250 (H)
		Калишпатизированных пород	+(PR <sub>1</sub> <sup>1</sup> , PR <sub>1</sub> <sup>2</sup> ); 1800-1700 (PR <sub>2</sub> ); +(R <sub>3</sub> <sup>1</sup> ); +(B); 280-250 (H)
		Альбитизированных пород	1000 (R <sub>3</sub> <sup>1</sup> ); 550 (B); 430-370 (K); 300, 260 (H)
		Серпентинитовая	+(B); +(K)

Таблица 26 (окончание)

Формации, их группы			Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, R_1, R_2, R_1^1, R_2^2, B, K, H$ ), радиологический (млн. лет) или геологический возраст
Зонально и локально развитые метаморфические и метасоматические	Гидротермально-метасоматические	Слюдитовая (флогопитовая, биотитовая)	1000 ( $R_3^1$ ); 600 (B)
		Кварц-серицитовая	860-820 ( $R_3^1$ ); 550-525 (B); 480-450, 430-410; 380-370 (K), 320-290, 270-250 (H)
		Кварц-хлоритовая	+( $R_3$ ); +(B); 460-430 (K); +(H)
		Березитовая	270-250
		Лиственитовая	370-350 (K), 250 (H)
		Карбонатно-тальковая	+(B); 400 (K)

Цифровые значения - изотопный возраст (млн. лет), в скобках - предполагаемый. Знак + обозначает присутствие недатированных формаций. Латинские индексы в скобках - мезоциклы и тектоно-магматические циклы: PR - протерозойские, R - рифейские, B - байкальский, K - каледонский, H - герцинский.

кого и Д.С. Коржинского изучали А.С. Варлаков, Я.П. Баклаев, В.А. Дунаев, Л.Н. Овчинников. Большое количество работ посвящено изучению околорудных гидротермально-метасоматических ореолов, сопровождающих месторождения колчеданной формации. Детально этими вопросами занимались Н.Ф. Буслаев, В.Г. Ершова, А.А. Захарова, Ш.Н. Кац, Г.А. Курицына, В.М. Нечухин, В.А. Прокин, Г.Н. Пшеничный, Н.Н. Семенова, П.А. Ярощ и другие геологи.

Несмотря на обилие работ, посвященных вопросам метаморфизма, формационное направление исследований на Урале развито слабо. Только Б.Я. Хоревой (1968) и Е.М. Лазько с сотрудниками (1972)

на уральском материале выделено несколько видов метаморфических формаций. Для пород кристаллического фундамента Волго-Уральской области это сделали Т.А. Лапинская и С.В. Богданова (1972).

Наиболее полная сводка материалов по метаморфизму пород докембрия и палеозоя Урала вошла в XII том "Геологии СССР" (1969). Л.М. Минкин выделяет в этой работе пять "собирабельных" типов метаморфизма: региональный, контактовый, гидротермально-метасоматический, автометаморфизм и динамометаморфизм (региональный динамотермальный метаморфизм). Ультраметаморфизм как самостоятельный тип им не указывается.

Кроме перечисленных "обычных" типов метаморфизма, для приразломных зон Урала характерен еще более "собирабельный" тип преобразования первичных пород, соединяющий в себе метаморфизм высоких (стрессовых) давлений и полихронный метасоматоз фенического и щелочного (натриевого) ряда. В табл. 26 он выделен в числе других типов зонально и локально распространенных метаморфических и метасоматических продуктов — приконтактовых, послейнтрузивных автометасоматических и гидротермально-метасоматических. Андалузит-силлиманит-дистен- и кордиеритсодержащие метаморфиты развиваются, кроме зон линейных субмеридиональных структурных швов, также в кольцевых зонах, обрамляющих гранито-гнейсовые ядра куполовидных структур типа Салдинской, Красногвардейской и др. (Добрецов и др., 1971; Кейльман, 1971). Среди ультраметагенных и метасоматических формаций, условно подразделенных на фемические и сиалические по преобладающему составу привнесенного вещества, показаны и такие, которые имеют локальное распространение и тоже связаны в основном с зонами глубинных разломов. Это продукты метасоматической габброизации, наложенные на ультрабазиты дунит-гарцбургитовой формации (Морковкина, 1967). Возможно, что их также следовало бы отнести к подразделению "приразломных" метасоматических формаций.

Зеленокаменная формация в рубрике регионально-метаморфических формаций фигурирует условно, так как на Урале она не чисто регионально-метаморфическая, а также в какой-то мере "собирабельная", поскольку в ее образовании принимали участие поствулканические, сининтрузивные и постинтрузивные (связанные с габброидами) процессы (Захарова, 1971). Слабо метасоматически преобразованные (например, фельдшпатизированные) паракатезисы пород включены в число метасоматических формаций тоже условно, так как выделение формаций с учетом степени измененности исходного вещества усложнило бы схему. По существу это не метасоматические, а метасоматизированные образования.

Несмотря на отмеченные и другие условности или неопределенности, которые имеются в прилагаемой схеме метаморфогенных формаций и вызваны их недостаточной изученностью, все же эта схема позволяет сравнивать между собой по характеру формаций и их наборов различные геосторические подразделения и выявлять специфику каждого из них в отношении возраста преобладающих

типов метаморфических процессов. В частности, она показывает, что рифейский мегацикл разительно выделяется отсутствием большинства метаморфогенных формаций, известных как в более древних, так и более молодых мегациклах.

Сопоставление приведенных региональных геохронологических формационных схем позволяет прийти к следующим положениям.

1. При выделении конкретных эндогенных формаций, кроме генезиса, парагенезиса, паракатезиса и петрогенетического типа, первоочередное значение имеет близость возраста парагенетически связанных геологических тел, что объективнее всего обосновывается изотопно-геохронологическими методами. Для магматогенных формаций — это время проявления порообразующих, а метаморфогенных формаций — породопреобразующих процессов.

2. Подтверждено одно из важных положений "эндогенной" геологии о близкоодновременном (субсинхронном) проявлении орогенного сиалического магматизма и динамотермального метаморфизма. Метаморфизм (метасоматоз) фемического типа обычно субсинхронен базальтоидному магматизму прединверсионной и инверсионной стадий. В зонах глубинных разломов он, как и сиалический метасоматоз, проявляется полихронно, отражая многократные изменения термодинамических условий.

3. Различные геосторические (геотектонические) подразделения характеризуются своими особыми формационными наборами. Так:

1) специфические для геосинклинальных тектоно-магматических циклов вендомско-фанерозойского мегацикла наборы эндогенных формаций не устанавливаются для более древних подразделений; 2) в рифейском мегацикле не представлены наборы эндогенных формаций, присущие предшествующему и последующему мегациклам, причем отмечается отсутствие формаций эвгеосинклинального типа и вообще гомодромно-последовательных наборов магматических формаций; 3) первый тектоно-магматический цикл вендомско-фанерозойского мегацикла отличается наиболее полным и последовательным набором эндогенных формаций, среди которых широко распространены как эвгеосинклинальные, так и орогенные и постконсолидационные; 4) в каледонском цикле полнее и шире развиты формации геосинклинальной и инверсионной стадий, а в герцинском — наборы инверсионной, орогенной и постконсолидационной стадий; 5) орогенные и постконсолидационные формации каледонского цикла и геосинклинальные формации герцинского цикла приурочены к определенным, пространственно ограниченными структурным зонам или их участкам; 6) для каледонского и герцинского циклов, а также для рифейских мезоциклов не характерно развитие дунит-гарцбургитовой формации (последняя проявилась лишь при заложении эвгеосинклинальной зоны в начале вендомия в интервале от 680 до 660 млн. лет).

4. Устанавливается синхронное (или субсинхронное) развитие в разных структурно-формационных зонах некоторых гранитных формаций базальтоидного и сиалического типов (например, герцинских габбро-гранитной и гранитной формаций). Это дает основание пред-

полагать, что различия в формационных типах связаны не только с составом "первичных" магм, но и различиями в петрохимической, фациальной и структурно-тектонической обстановке становления соответствующих формаций.

5. Отмечается некоторое сходство в развитии сиалических регионально-метаморфических и ультраметагенных (гранитизация) формаций между среднепротерозойским мезоциклом, а также байкальским и герцинскими тектоно-магматическими циклами, хотя конкретные формации и их наборы качественно и в смысле широты распространения значительно разнятся. Для названных подразделений характерно проявление процессов гранитизации и общей тектоно-магматической консолидации.

6. Особенности эндогенных формаций и закономерности их пространственно-временного развития позволяют приблизиться к познанию типов геотектонических режимов, существовавших на изучаемой территории в интервале времени от 2600 до 200 млн. лет. Для раннего протерозоя предполагается протогеосинклинальный режим, для среднего протерозоя он был платформенным, для рифея — миогеосинклинальным (в пределах всей Урало-Тимано-Мугодзарской области), для вендомия и палеозоя — трехциклическим геосинклинальным с направленным развитием. Для раннего мезозоя характерно начало формирования эпигерцинской плиты.

Таким образом, возможность расчленять по возрасту пространственно совмещенные и коррелировать пространственно разобщенные магматогенные и метаморфогенные образования позволяет использовать изотопно-геохронологические методы в совокупности с геолого-петрологическим для общего и регионального формационного анализа. При этом находит положительное решение дискуссионный вопрос о применимости формационного анализа к метаморфогенным образованиям, облегчается выделение и сравнение формационных наборов (серий), характеризующих разновозрастные геоисторические подразделения, а следовательно, и обоснование границ между ними; получают освещение вопросы последовательности и длительности становления формаций и др.

Установление разновозрастности конкретных магматических формаций, принадлежащих к одному и тому же петрогенетическому типу, способствует выявлению их геохимической и металлогенической специализации и выяснению общей направленности петрогенезиса и металлогенезиса.

#### ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ГЛАВНЫХ ТИПОВ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ УРАЛА

За более чем двухвековую историю изучения и использования рудных богатств Урала накопилось колоссальное количество разнообразных материалов по характеристике состава, происхождения, генетических связей, условий образования, геологической позиции, структуры и закономерностей размещения месторождений эндогенных полезных ископаемых различных типов. Наиболее важные материалы обобще-

ны большим коллективом уральских геологов – представителей всех региональных геологических управлений – в процессе составления металлогенических карт Урала (Принципы и методика составления металлогенических карт Урала, 1967). Кроме того, в последние годы опубликован ряд геологических сводок по нескольким крупным регионам Урало-Тимано-Мугоджарской области, по отдельным рудным формациям, типам оруденения и месторождениям (Овчинников, 1960а; Юшкин, Калинин, 1969; Прямоносков, 1970; Карпова, 1971; Иванов и др., 1972; Казаков, 1972; Лазарев и др., 1972; Москалева, 1972; Охотников, 1972; Прокин, Тесаловский, 1972; Прокин, 1972, 1973; Соболев, 1972; Абдулин, 1973; Бородаевская и др., 1973, 1974; Дымкин, Щербак, 1973; Миловский, 1973; Настасенко, Плякин, 1973; Утехин, Гриб, 1973). Наибольшее число работ относится к важнейшей из рудных формаций Урала – колчеданной.

В подавляющем большинстве этих работ геохронологические данные по рудным формациям и месторождениям не приводятся и не учитываются, что определяет необходимость взаимоувязанной систематизации геологических и радиологических данных о возрасте эндогенных рудных формаций. Вариант подобной систематизации отражен в табл. 27.

Изотопно-геохронологическое изучение рудных объектов Урала началось с 1943 г. после единичных определений возраста магнетита Харлеем и Гудманом (гелиевый метод). Затем Э.К.Герлингом с сотрудниками были использованы наряду с гелиевым уран-торий-свинцовый и калий-аргоновый методы (Герлинг и др., 1957), после чего появились работы по калий-аргоновому датированию редкометалльных пегматитов (Гаррис, 1957), контактово-метасоматических и колчеданных месторождений (Овчинников, Шур, Панова, 1957; Овчинников, 1958; Овчинников, Шур, Дунаев, 1960) и по изотопно-свинцовому датированию рудных минералов из колчеданных и полиметаллических месторождений (Виноградов и др., 1959). В последующих работах (Гаррис, 1962; Овчинников, Панова, Шангареев, 1962; Гаррис, 1963; Гаррис, Пшеничный, 1963; Гаррис, 1968 и др.) предложены обобщения, касающиеся возраста ряда рудных формаций Урала, их связей с магматическими формациями и выделения металлогенических циклов и эпох.

Несмотря на явно недостаточную и неравномерную геохронологическую изученность рудных формаций Урала, сведение воедино имеющихся радиологических данных представляется назревшей задачей. Еще более необходимо сопоставление во всеуральском масштабе изотопных и геологических данных о возрасте различных рудных месторождений эндогенного типа. Однако подобное исследование выходит за рамки предлагаемой работы и по направленности, и по объему; в связи с чем ниже этот вопрос освещается лишь схематично.

Каждый тектоно-магматический цикл и мезоцикл геологической истории Урала имеет свой набор рудных формаций, так что названные геоисторические подразделения (см. табл. 5) могут рассматриваться и как металлогенические циклы. Внутри многих из них вы-

Таблица 27

Геохронологическая схема эндогенных рудных формаций Урала  
(вариант)

Генетические группы и подгруппы, рудные формации и минеральные виды оруденения	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, R_1, R_2, R_3^1, R_3^2, B, K, H$ ), радиологический (млн.лет) или геологический возраст, тип оруденения
<u>Магматическая</u>	
1) Раннемагматическая Алмазная (предполагаем.)	(~530-500) - поздне-послебайкальская
2) Позднемагматическая Титаномагнетитовая (ильменит-магнетитовая)	~475 (K) - качканарский тип
Борнит-титаномагнетитовая (медно-титаномагнетитовая)	Поздний силур - ранний девон (K) - волковский тип; поздний девон (H) - погорельский тип
Магнетитовая	Ордовик - ранний девон (K) - баяновский тип
Хромитовая	680-650 (B) - хабарнинский тип
Платиновая (с Os, Ir)	Ордовик - ранний девон (K)
Медно-никелевая сульфидная	+ (K); средний девон - ранний карбон (H)
Кобальт-никелевая сульфидная	Кембрий (B); ордовик - ранний девон (K); намюр (H)
<u>Пегматитовая</u>	
Формация редкометалльных пегматитов, в том числе циркон-пирохлоровая	300-280, 280-260 (H) 300-290 (H)
Формация слюдоносных пегматитов (мусковитовая)	(~550 - B); ~365 (K); 315-290 (H)
<u>Послемагматическая</u> (контактово-метасоматическая)	
Скарновая магнетитовая	390-370 (K) - тагило-кувшинский тип; 300 (H) - магнитогорский тип

Таблица 27 (продолжение)

Генетические группы и подгруппы, рудные формации и минеральные виды оруденения	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, R_1, R_2, R_3^1, R_3^2, B, K, H$ ), радиологический (млн.лет) или геологический возраст, тип оруденения
Скарновая халькопирит-магнетитовая (медно-магнетитовая)	Ордовик-ранний девон (K); эйфель-раннее турне (H)
Скарновая полиметаллическая (галенит-сфалеритовая)	Средний девон - раннее турне, раннее турне - намюр (H)
Золото-скарновая (с шеелитом, магнетитом)	То же
Скарновая редкометалльная (шеелитовая, висмутин-молибденитовая)	280-250
<u>Грейзеновая</u> Молибден-вольфрам-висмутовая	280-250
Редкометалльная (Y, Ta - Nb, W, Mo, Sn)	550-520; (B); 270-240 (H)
Танталит-колумбитовая	(550-520, B); ранний и средний карбон (H)
<u>Гидротермально-метасоматическая</u> Колчеданная (серноколчеданная, золото-колчеданная, колчеданно-золото-полиметаллическая)	(640, B); 430-410 (K); 370-360, 315-290 (H)
Медно-цеолитовая	Ордовик - ранний девон (K); средний девон - ранний карбон, турне-намюр, 300 (H)
Медно-кобальтовая	Ордовик - ранний девон (K) - ивановский тип; поздний эйфель - ранний турне (H) - ишкининский тип
<u>Гидротермальная</u> Висмутин-молибденит-кварцевая	550 (B); поздний палеозой (H)

Таблица 27 (продолжение)

Генетические группы и подгруппы, рудные формации и минеральные виды оруденения	Принадлежность к мезоциклам и тектономагматическим циклам ( $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, R_1, R_2, R_3^1, R_3^2, B, K, H$ ), радиологический (млн.лет) или геологический возраст, тип оруденения
Вольфрамит-молибденит-кварцевая	+(B); поздний палеозой (H)
Молибденит-кварцевая	+(B); поздний карбон - пермь, 300 (H)
Халькопирит-молибденитовая	Средний девон (H)
Редкометалльная	+?( $R_1$ ); +?( $R_3^1$ ); 590-560, 560-520 (B); 365-340 (послекаледонская); 270-250 (H)
Тантало-ниобато-флюоритовая	530-500 (B); 480-450 (K)
Барит-полиметаллическая	+?( $R_3^1$ ); +?(K); ранний карбон (H)
Золото-сульфидная	Кембрий (B); средний ордовик - ранний девон (K); поздний девон, 260-250 (H)
Золото-сульфидная-кварцевая, золото-кварцевая	+?( $R_2$ ); 525-480 (поздне-послебайкальская); 320, 260-250, 240-230 (H)
<u>Гидротермальная</u> (низкотемпературная)	
Агатовая	Поздний девон, ранний карбон (H)
Кальцитовая (исландский шпат)	Поздний девон (H)
Киноварь (-антимонитовая?)	Средний девон - ранний карбон (H)
Магнезитовая	(680, B) - саткинский тип
Сидеритовая	1500 ( $R_1$ ); (1350, $R_2$ ); 680-650 (B) - бакальский тип
Флюоритовая (цинково-флюоритовая)	Ордовик-ранний девон (K); средний карбон-пермь (H)
Хрусталеносная	(520, B); 380-365 (K); 320-300, 275-230 (H)
<u>Телетермальная</u> Баритовая	+?(B); поздний палеозой (H)

Таблица 27 (окончание)

Генетические группы и подгруппы, рудные формации и минеральные виды оруденения	Принадлежность к мезоциклам и тектоно-магматическим циклам ( $PR_1^1, PR_1^2, PR_2, R_1, R_2, R_3^1, R_3^2, B, K, H$ ) радиологический (млн. лет) или геологический возраст, тип оруденения
Сфалерит-галенитовая (свинцово-цинковая в карбонатных породах)	+(B) - аршинский тип; поздний палеозой (H)
<u>Осадочно-вулканогенная (метаморфизованная)</u>	
Кремнисто-железородная	Средний ордовик (K); средний девон, позднее визе-намуор (H) - тургайский тип
Кремнисто-марганцевая	Силур - ранний девон (K)
<u>Метаморфогенная</u>	
Формация железистых кварцитов	2250( $PR_1$ - тараташский тип; 1300 ? ( $R_2$ ) - восточно-уральский тип; венд - 600 (B) - басегский тип
Рутиловая	+? (B); 400-380 (K) - шубинский тип (метаморфизм титаноносных габброидов рифея)
Графитовая	+? ( $R_1$ ); (520, B); +? (H)
Андалузит-кианит-силлиманитовая (с гранатом)	+( $PR_1$ ); +(PR <sub>2</sub> ); +(B); +(K); +(H)

Цифровые значения - изотопный возраст (млн.лет), в скобках - предполагаемый. Знак + обозначает присутствие недатированных рудных формаций. Латинские индексы в скобках - мезоциклы и тектоно-магматические циклы: PR - протерозойские, R - рифейские, B - байкальский, K - каледонский, H - герцинский.

деляются металлогенические эпохи, к которым приурочены кульминации рудообразования различных типов.

Геохронологические исследования показали, что в формировании некоторых типов рудных месторождений участвовали процессы оруденения, принадлежащие к разновозрастным металлогеническим эпохам. Известны одноэтапные, двухэтапные и трехэтапные месторождения, причем внутри этапов, кроме того, выделяются стадии рудообразования, которым в свою очередь соответствуют определенные

ассоциации или генерации минералов. Радиологически (с учетом 3%-ной погрешности) выделяются только этапы и редко — отдельные стадии.

В понятие "рудная формация" вкладывается содержание, соответствующее в основном представлениям В.И.Смирнова (1969) и И.Г.Магакьяна (1969). По И.Г.Магакьяну (стр. 7), рудная формация — это группа "рудных месторождений, обладающих сходным вещественным составом руд, возникших в близких геологических и физико-химических условиях". При анализе уральских материалов в большинстве случаев были оставлены названия конкретных рудных формаций, предложенные составителями металлогенических карт Урала (Принципы и методика..., 1967). С целью унификации и укрупнения некоторые названия нами были несколько изменены. При неясности формационной принадлежности того или иного вида оруденения в геохронологической схеме (табл. 27) фигурируют названия не формаций, а генетических или минералогических типов.

В общей сложности в этой схеме представлено около 60-ти формаций и типов эндогенных рудных полезных ископаемых, относящихся к магматическим (ранне- и позднемагматическим), контактово-метасоматическим (скарновым), пегматитовым, пневматолитовым и пневмато-гидротермальным (грейзеновым), гидротермальным и гидротермально-метасоматическим (плутогенным, субвулканическим и телетермальным), осадочно-вулканогенным и метаморфогенным образованиям. Для ряда генетических типов оруденения имеются прямые изотопно-геохронологические данные, а возраст других выясняется косвенно — по генетическим связям с определенными магматическими формациями. Рудные формации, которые не имеют обоснованной возрастной привязки, с учетом геологической позиции, генетических особенностей и геохимической специализации условно, а в некоторых случаях — предположительно отнесены к определенному тектоно-магматическому циклу или металлогенической эпохе. При отсутствии прямых или косвенных геохронологических данных в табл. 27 для соответствующих формаций и типов показаны геологические возрасты (по литературным материалам).

Приведенная схема позволяет составить представление о степени изотопно-геохронологической изученности различных формаций, что необходимо для определения направлений дальнейших работ.

Рассмотрение основных закономерностей возрастного распределения в Уральском регионе главнейших эндогенных рудных формаций приводит к общему выводу о том, что во времени многие из них повторяются, но при этом различаются по качественной или количественной (масштабу) характеристике соответствующего оруденения. Вместе с тем наборы формаций в каждом геосторическом подразделении (мезоцикле, тектоно-магматическом цикле) обладают своей неповторимой спецификой. Наиболее полные и последовательные их наборы характеризуют геосинклинальные тектоно-магматические циклы — байкальский, каледонский и герцинский.

В представлениях о генезисе и генетических связях ряда рудных формаций Урала много дискуссионного. В целом состояние формационной изученности эндогенных полезных ископаемых Уральского региона в отношении номенклатуры, генезиса, генетических (парагенетических) связей и возраста выделенных разными авторами формаций заставляет желать лучшего. По этой причине приведенная ниже геохронологическая схема эндогенных рудных формаций Урала должна рассматриваться как предварительная.

Рассмотрим приуроченность главных рудных формаций и типов оруденения к выделенным тектоно-магматическим циклам и мезоциклам.

В двух раннепротерозойских мезоциклах известны лишь метаморфогенные рудные формации — формации железистых кварцитов (2250 млн.лет) и кианит-силлиманит-гранатовая. Геологическая позиция и генезис железистых (магнетитовых) кварцитов однозначно не установлены. Возможно, что имеются две сходные, но разновозрастные формации, приуроченные к началу обоих раннепротерозойских мезоциклов. Широко проявившийся в изучаемом регионе среднепротерозойский ультраметаморфизм не способствовал сохранению сравнительно низкотемпературной сульфидной минерализации, однако в незатронутых им участках могли остаться неизменные расслоенные габбро-норит-гипербазитовые субплатформенные интрузии, подобные тем, с которыми в Воронежском кристаллическом массиве (Чернышев и др., 1972) связано сульфидное медно-никелевое оруденение.

Рифейский мегацикл в отношении развития эндогенных рудных формаций более разнообразен. В бурзании известно сидеритовое и лимонит-гурыитовое (дозигальгинское выветривание) оруденение (Щербин, 1974а). Юрматиний несет медноколчеданную минерализацию, связанную с липарит-базальтовой формацией машакской свиты (Швецов, Ямаев, Астахов, 1974), а также послезигальгинско-дозильмердакскую сульфидную минерализацию с золотом и серебром (Щербин, 1974а). Железные руды зигазино-комаровского типа рассматриваются (Алешин, 1973) как образования железных шляп по железисто-карбонатным (сидеритизированным) породам. Железопоявления осадочно-метаморфогенного генезиса отмечены также в Восточно-Уральском (Салдинский антиклинорий) и в Зауральском (Кусоканский антиклинорий) поднятиях, где они приурочены к чулакской и кусоканской свитам предположительно среднего и верхнего рифея (Лукошков, 1970; Грачев, 1974). С габбровыми формациями (около 1350 и 1100 млн.лет) ассоциируется позднемагматическое и метасоматическое (Карпова, 1971) титано-магнетитовое оруденение кусинского типа.

Аналогичные титаноносные габброиды, испытывавшие в конце каледонского тектоно-магматического цикла метаморфизм высоких давлений (максютковский комплекс), превращены в рутилоносные эклогиты шубинского типа. С сиалическими магматическими и метасоматическими образованиями, приуроченными к нижней и верхней границам

юрматиния (около 1350 и 1100 млн. лет), связаны редкометальные проявления, а с преюрматинскими гранитоидами – минерализация с ферриторитом, показавшим 1100 млн. лет (Шербин, 1974). В начале позднего рифея формировались гематит–рутил–цирконовые россыпи (например, Чернореченское месторождение), приуроченные к зильмердакской свите (Соловьев, Шумихин, 1972). Некоторые разности зильмердакских конгломератов, возможно, пригодны как полевошпатовое сырье. Среди пород рифея, кроме того, много разнообразных строительных и облицовочных материалов. Последовательный набор рудных формаций для рифейского мегацикла не характерен, что отражает мезогеосинклинальный геотектонический режим этого времени.

В байкальском тектоно–магматическом цикле впервые на Урале сформировался наиболее полный и последовательный набор эндогенных рудных формаций – от хромитовой рудной формации, связанной с дунит–гарцбургитовой формацией, до сопровождающих сиалические гранитоиды редкометальных рудных формаций. Среди раннегеосинклинальных формаций, кроме хромитовой, развиты гидротермальные сидеритовая и магнезитовая формации (западный склон Южного Урала), и намечается медно–сульфидная (колчеданная) формация (около 640 млн. лет), предположительно связанная с основными вулканами раннего вендомия. Выявление из–под “вуали” динамотермального метаморфизма и промышленная оценка формации – одна из задач дальнейших исследований, как и определение характера металлогенической специализации соответствующих вулканогенных формаций. Косвенным признаком присутствия в байкальском наборе колчеданной формации является наличие ордовикских медистых песчаников на Полярном Урале (Шмидт, 1974).

Рудные формации и типы оруденения орогенной и консолидационной стадий байкальского цикла датируются в интервалах 590–560 и 550–520 млн. лет (пегматитовые и тантал–колумбитовые и мусковитовые, грейзеновые и гидротермальные сульфидные, сульфидно–кварцевые, а из метаморфогенных – андалузит–кианит–силлиманитовые и графитовые рудопоявления, а также формация железистых кварцитов ашинской и висимской свит). Отмечаются формации, характеризующие постконсолидационную стадию или даже стадию активизации. Это – предполагаемая формация, по–видимому, связанная с позднекембрийскими щелочными ультрабазитами, и кобальт–никелевая сульфидная формация, которая, по П.С. Прямоносому (1970), ассоциирует с кембрийскими габбро–диабазитами. Некоторые формации, принадлежащие к орогенной стадии байкальского цикла (например, тантал–ниобато–флюоритовая, сульфидно–кварцевая), имеют более молодую верхнюю возрастную границу, чем граница самого цикла, что можно объяснить тем, что становление этих формаций в консолидированных антиклинорных зонах захватывало и часть консолидационной стадии, в то время как в наложенных прогибах уже начиналось геосинклинальное развитие следующего цикла.

К раннегеосинклинальной стадии каледонского тектоно–магматического цикла принадлежат кремнисто–марганцевая формация, различ-

ные формации, связанные с габбровой магмой – платиновая, сульфидная кобальт–никелевая, медно–кобальтовая и колчеданная формации (430–410 млн.лет), скарновые титано–магнетитовая качканарского типа, медно–титано–магнетитовая волковского типа, магнетитовая баяновского и тагильского типов. Развиты также сульфидная и полиметаллическая формации, генетические связи которых достоверно не установлены. С орогенными сиалическими гранитоидами связаны слюдоносные пегматиты (365 млн.лет), а также редкометалльные (365 млн. лет) проявления грейзенового и гидротермального типов (Принципы и методика..., 1967, данные Н.В. Куклина), гидротермальные тантало–ниобиевые (480–450 млн.лет), а среди низкотемпературных – русталеносные (380–365 млн.лет) рудопроявления. К метаморфогенным относится рутиловая формация шубинского типа, возникшая в результате наложения каледонского динамотермального метаморфизма (380–400 млн.лет) на титаносные габбро–диабазы рифейского возраста. Группа грейзеновых и гидротермальных формаций еще плохо изучена и радиологически почти не датирована, в связи с чем эти формации, в соответствии с данными П.С. Прямоносова и П.В. Нечаева (1967), отнесены к интервалу времени от ордовика до раннего девона или до раннего эйфеля включительно.

Разнообразие видов каледонских эндогенных полезных ископаемых (железо, марганец, титан, никель, кобальт, медь, полиметаллы, редкие металлы, слюда, асбест, флюорит и т.д.) и, в частности, наличие среди них характерных для орогенных гранитных формаций позволяет рассматривать соответствующий тектоно–магматический цикл одновременно как полно развитый металлогенический цикл. Представления ряда авторов о проявлении на Урале в палеозое только одного – ордовик–позднепалеозойского тектоно–магматического цикла не способствует целенаправленному выявлению рудных формаций, связанных с сиалическим магматизмом позднекаледонского этапа.

Для герцинского тектоно–магматического и металлогенического цикла характерен также довольно разнообразный набор эндогенных рудных формаций. К геосинклинальным осадочно–вулканогенным принадлежат кремнисто–марганцевая и кремнисто–железорудная (тургайский тип) формации, к гидротермально–метасоматическим – медно–колчеданная формация (370–360 млн. лет), к позднемагматическим, связанным с базальтоидным магматизмом, – медно–титаномагнетитовая (погорельский тип) и сульфидные – медно–никелевая и кобальт–никелевая, к контактово–метасоматическим, приуроченным к габбро–гранитной формации, – магнетитовая (300 млн.лет) и медно–магнетитовая, а к связанным с гранитной формацией – скарновая и редкометалльная (280–250 млн. лет). К пегматитовым относятся редкометалльные (300–230 млн. лет) и слюдоносные (315–290 млн. лет), к грейзеновым – редкометалльные (270–250 млн.лет), флюоритовые (320–300, 275–230 млн. лет), другие виды оруденения.

Среди этого набора близки друг к другу по возрасту (интервал 320–290 млн. лет) колчеданно-полиметаллическая, скарновая магнетитовая, сульфидная, пегматитовые формации и спудоносная минерализация. Одни из них связаны с базальтоидным, другие – с сиалическим магматизмом. Будучи субсинхронны, они разобщены в пространстве, подчиняясь в своем распределении структурно-тектонической зональности Урала (Тагило-Магнитогорское и Тюменско-Кустанайское погружения, Восточно-Уральское и Зауральское поднятия). Это указывает на большое значение в формировании металлогенического облика того или иного района (структурно-тектонической зоны) особенностей субстрата, зависящих от историко-геологических факторов. В погружениях, где байкальский и байкальский фундаменты сильно переработаны, преобладают базальтоидные магматические формации и связанные с ними сидерофильные и халькофильные рудные формации, в поднятиях же, особенно там, где фиксируются фрагменты байкальского, рифейского и дорифейского структурных этажей, максимально развиты сиалические магматические формации и халькофильно-литофильные рудные формации.

Приведенные геохронологические материалы по гидротермальным формациям показывают, что по времени ("стадийности") их проявления в том или ином тектоно-магматическом цикле они могут быть подразделены на три группы: 1) связанные с орогенными сиалическими интрузиями батолитового типа; 2) ассоциирующиеся с поздними и послеоорогенными магматитами (в основном с малыми интрузиями различного состава) и 3) сопрягающиеся с постконсолидационными магматитами, метаморфитами (метасоматитами) или дизъюнктивными тектонитами. Последняя группа во времени "перешагивает" верхнюю возрастную границу "своего" тектоно-магматического цикла, но исторически, а иногда и генетически остается связанной с ним, а не с последующим циклом. Этим частично и объясняется разницей во взглядах на месте соответствующих формаций в циклических наборах. В качестве примеров можно назвать позднепослегерцинскую хрусталеносную (230 млн. лет), послекаледонскую агатовую (D<sub>3</sub>), поздне-послебайкальскую минерализацию и др. Причиной такого "запаздывания", по-видимому, является длительность эволюции соответствующих очагов (источников гидротермальных растворов), а также характерное для постконсолидационной стадии образование новых дизъюнктивных структур, использующихся в качестве путей для подъема этих растворов и субсеквентных внедрений.

Геохронологические данные по эндогенным рудным формациям необходимы для выявления через возраст генетических связей оруденения с определенными магматогенными или метаморфогенными формациями (возрастные критерии генезиса). Они могут использоваться также как возрастные поисковые признаки.

Возрастные критерии генезиса рудных формаций имеют решающее значение при определении син- или эпигенетичности изучаемого оруденения по отношению к вмещающим породам, что позволяет получать объективные обоснования для выбора, например, между гидротер-

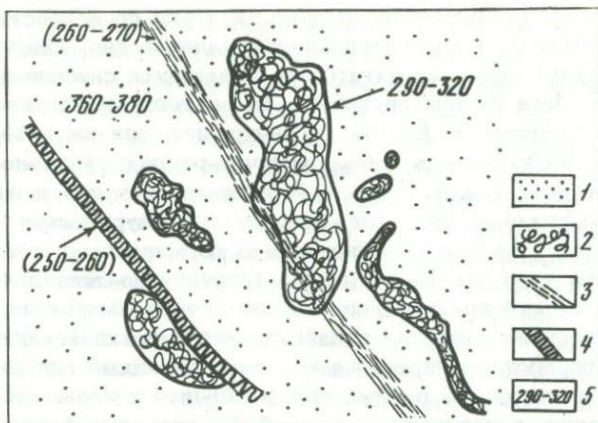


Рис. 13. Схема соотношений разновозрастных серицитовых гидротермальных метасоматитов в околорудных метасоматических ореолах двухэтапных колчеданных месторождений Урала

1 - кварц-серицитовые и кварц-хлорит-серицитовые "фонные" метасоматиты с сульфидной вкрапленностью первого герцинского этапа минерализации (350-370 млн. лет); 2 - серицитовые и хлорит-серицитовые метасоматиты с сульфидной вкрапленностью второго герцинского этапа (290-320 млн. лет), образующие гнездообразные и прожилкообразные выделения различной формы и размеров; 3 - зоны наложенного расщепления и перекристаллизации серицита (260-270 млн. лет); 4 - трещины кливажа или расщепления, заполненные крупночешуйчатым или волокнистым послерудным серицитом (250-260 млн. лет); 5 - калий-аргоновые датировки в млн. лет

мальным и эксгальационно-осадочным, между гидротермальным и метаморфогенным происхождением оруденения путем сравнения возрастов рудной минерализации и вмещающих вулканогенных или метаморфических образований. Наиболее показательны в этом отношении колчеданная и хрусталеносная минерализация.

Для колчеданной формации в палеозое установлены три возрастных диапазона (этапа) рудообразования, причем два из них - силурийский долуловский (430-410 млн. лет) и среднедевонский (370-360 млн. лет) близки по времени к рудовмещающим осадочно-вулканогенным толщам (380-370 млн. лет), карбоновый же (315-290 млн. лет) значительно более поздний, чем вмещающие верхне-силурийско-нижне- и среднедевонские образования, что определяет вместе с другими данными его эпигенетическую гидротермально-метасоматическую природу. Многие из колчеданных месторождений Урала сформировались в результате пространственного совмещения колчеданного оруденения двух последних этапов (рис. 13 и 14, табл. 28). Этот вывод вытекает из результатов геолого-геохронологического изучения нескольких десятков колчеданных месторожде-

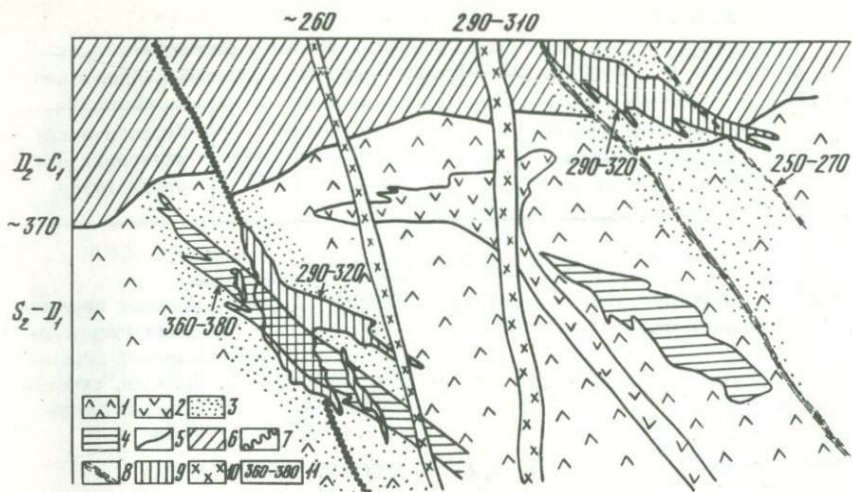


Рис. 14. Схема соотношений колчеданного оруденения Урала первого и второго герцинских этапов

1 - досреднедевонские, преимущественно нижнедевонские вулканогенно-осадочные образования (каледонский структурный ярус), 2 - габбиссальные тела липарит-дацитового состава; 3 - гидротермально-метасоматические околорудные кварц-хлорит-серицитовые образования с вкрапленностью сульфидов; 4 - колчеданные рудные тела первого герцинского этапа (350-370 млн. лет); 5 - граница каледонского и герцинского ярусов; 6 - вулканогенно-осадочные образования среднего девона - раннего карбона; 7 - зоны послекаледонских разломов с проявлениями герцинской гидротермальной минерализации; 8 - зоны послерудных дизъюнктивных нарушений, к которым приурочен гидротермальный серицит позднекарбонového и пермского возраста; 9 - колчеданные рудные тела второго герцинского этапа (290-320 млн. лет); 10 - дайки карбонového и пермского возраста; 11 - обобщенные калий-аргоновые датировки в млн. лет

ний Урала, для которых получено около 200 изотопных датировок по гидротермальным метасоматитам, а также вмещающим и секущим их магматическим породам (Гаррис, 1962, 1966, 1968; Гаррис, Пшеничный, 1963; Гаррис и др., 1976).

Подтверждающие приведенные выводы геологические доказательства многоэтапности колчеданного оруденения Урала и, в частности, наличие послелудловско-дофранского и каменноугольного этапов, отражены в ряде упоминавшихся выше работ.

Интересно, что и в других регионах (Алтай, Кавказ), где развито колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение, отмечается его многоэтапность (табл. 29), причем на Кавказе, как и на Урале, известно среднедевонское и карбонвое оруденение, а некоторые месторождения (например, Карабекское) совмещают пермскую и карбонвую рудную минерализацию, наложенную на девонскую.

Таблица 28

Геохронологические данные по гидротермальным серицитовым метасоматитам из рудного поля Гайского медноколчеданного месторождения

Проба	Этапы гидротермальной минерализации; характер проб	К, %	$A_{\Gamma}^{40}$ , нм <sup>3</sup> /г	Млн. лет	Геологическая интерпретация результатов
I герцинский этап					
3064	Тонкочешуйчатая кварц-серицитовая порода	3,52	0,0559	374	Возраст первого этапа гидротермальной серицитизации, субсинхронной оруденению
587	То же	3,23	0,05025	370	То же
682	Хлорит-серицитовая порода слабо-рассланцованная	2,15	0,0328	367	То же. Датировка несколько омоложена из-за рассланцевания
591	Кварц-серицитовая порода	3,41	0,0527	367	То же
3072	То же	3,17	0,0475	358	"
387	Кварцевый альбитофит серицитизированный	0,25	0,0371	355	Возраст метасоматической серицитизации
268	Серицитовая порода с редкой тонкой вкрапленностью сульфидов	6,74	0,0988	351	Позднерудный серицит
3049	Серицитовая порода рассланцованная	5,92	0,0924	370	Рассланцевание вслед за образованием серицита
716	Хлорит-серицитовая порода рассланцованная	3,23	0,0481	354	Время позднерудного или послерудного рассланцевания
14	Серицитовая порода рассланцованная	4,97	0,07107	347	
3056	Буровато-серый моногенерационный серицит, лишенный сульфидов (в плотных полупрозрачных опаловидных выделениях)	6,45	0,0943	349	Послерудный неизмененный серицит

Таблица 28 (окончание)

Проба	Этапы гидротермальной минерализации; характер проб	K, %	Ar <sup>40</sup> , нм <sup>3</sup> /г	Млн. лет	Геологическая интерпретация результатов
II герцинский этап					
550	Серицит с сульфидной вкрапленностью (прожилки по туфу альбитофира)	6,16	0,0841	321	
13	Кварц-серицитовая порода с редкой вкрапленностью пирита	3,93	0,0545	320	Возраст второго этапа гидротермальной серицитизации, субсинхронной оруденению
552	Серицит в виде прожилка, развитый по серицитизированному туфу альбитофира с сульфидной вкрапленностью	6,02	0,0793	315	
376а	Кварцевый альбитофир сильно серицитизированный и эпидотизированный	1,07	0,01394	314	
382	Кварцевый альбитофир серицитизированный, эпидотизированный с трещинами, заполненными более молодой генерацией серицита	1,34	0,0163	294	"Гибридное" значение возраста серицитов двух генераций (последняя - послерудная)
562	Серицит рассланцованный	2,02	0,02465	296	Время послерудного или после-
	То же	5,07	0,06185	296	рудного рассланцевания
104	"	3,93	0,0476	293	
3052	Серицитовая порода	2,27	0,02438	263	Послерудный серицит

Данные по Гаю Ф.П. Буслаева и Л.Н. Овчинникова (1967) по серицитам укладываются в обычный для первого герцинского этапа интервал времени - 360-384 млн. лет (шесть проб), а удвоенные значения (517-398 млн. лет) показали пробы, содержащие монтмориллонит.

Таблица 29

Сопоставление данных о возрасте колчеданной формации Урала, Кавказа и Алтая

Регион	Изотопный и геологический возраст этапов колчеданного оруденения	Месторождение	Автор, год
Кавказ	Средний девон	Северный Кавказ – Худесское, Даудское, Урюпское, Бескесское	Афанасьев, Куцев, Шанин, 1966; Багдасарян и др., 1966, 1973; Рубинштейн и др., 1966
	Карбон	Карабекское (среди вулканитов $S_1$ , наложения карбоновой и пермской минерализации на девонскую в перечисленных выше месторождениях	
	Поздний намюрнеоком	Алавердинская группа – Актальское, Шамлугское	
Алтай	Карбон (~330)		Афанасьев, Куцев, Шанин, 1966;
	Пермь (~225)		Овчинников, Вороновский, 1971
Урал	Силур (430–410)	Валенторское рудоуправление	Гаррис, 1960, 1964, 1966, 1968
	Граница раннего и среднего девона и средний девон (380–370)	Гайское, Бакр-Тау, Таш-Тау	Гаррис, Пшеничный, 1963; Овчинников, 1958, 1960; Овчинников, Степанов и др., 1969
	Карбон (близок к границе раннего и среднего карбона – 315–290)	Гайское, Учалинское, Сибайское	Овчинников, Вороновский, 1971

В дальнейшем для всех рудных формаций Урала, особенно для наиболее важных в практическом отношении, необходимо провести K-Ar датирование синрудных калийсодержащих минералов, рудомещающих и секущих пород, а также наложенных метаморфических минералов с применением в отдельных случаях U-Th-Pb, Pb-Pb и Rb-Sr методов и с детальным сопоставлением радиологических и геологических данных. Такого рода исследования нужны не только для выяснения истории рудообразования и его связей с процессами магматизма, метаморфизма и тектогенеза, но и для разработки возрастных поисковых и прогнозно-оценочных критериев для всех формационных типов орудения и особенно для глубокозалегающих месторождений. Поскольку разновозрастные магматические и метаморфические формации Урала одного и того же петрогенетического типа существенно различаются по рудоносности, одним из главных критериев оценки ее служит именно геохронологический критерий. Возрастная корреляция рудных формаций с магматогенными и метаморфогенными формациями и комплексами должна способствовать более обоснованному и целенаправленному выяснению металлогенической специализации и определению перспективности последних на соответствующие виды полезных ископаемых.

Для приведенных в геохронологической схеме эндогенных рудных формаций и типов орудения (табл. 27) возрастными поисковыми признаками следует считать: для магматической группы - возраст материнских интрузий (например, магнетитовая, титано-магнетитовая, хромитовая формации, различные контактово-метасоматические формации), для гидротермальной группы - возраст самих рудных или околорудных минералов, а для группы метаморфогенных формаций - возраст процессов метаморфизма, определивших становление соответствующих рудных образований. При постановке поисков на объектах неизвестного возраста в первую очередь необходимо использовать радиологические методы датирования, что повысит эффективность работ и одновременно освободит соответствующие организации от части трудовых и денежных затрат, предназначенных для установления геологического возраста соответствующего орудения.

В задачи будущих геолого-геохронологических исследований должна входить разработка для каждой рудной формации конкретных возрастных критериев и методик их использования в поисково-разведочных целях.

## НЕКОТОРЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ОБЩЕГО И РЕГИОНАЛЬНОГО ИСТОРИКО- ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА НА ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Проведение изотопно-геохронологических исследований в тесной взаимосвязи с геологическим (стратиграфическим, петрографическим) изучением позволило получить совершенно независимые объективные обоснования для выяснения многих сложных и дискуссионных вопросов геологического строения и развития Урала и восточной части Русской плиты и для разработки новых положений общегеологического и регионально-геологического характера. Возможность уточнения некоторых историко-геологических представлений обеспечивали размеры, геолого-тектоническая позиция (сочленение структур земной коры первого порядка) и геосторические особенности (длительность и полицикличность развития) изучаемой территории, а также сопоставление результатов проведенных геолого-геохронологических исследований с данными, полученными для ряда других радиологически исследовавшихся регионов.

Освещение с изотопно-геохронологических позиций основных временных закономерностей, к которым относятся скорость, длительность, последовательность и унаследованность, взаимосвязанность во времени, периодичность (в том числе непрерывность, прерывистость и ее частота), а также направленность эндогенных петро- и структурообразующих и преобразующих процессов, показывает, что в геологической истории тектонических структур первого порядка (платформы, геосинклинальные пояса полициклического развития) периодичность определенным образом сочетается с поступательностью.

К наиболее важным выводам, часть которых подтверждает опубликованные рядом авторов положения, относятся следующие.

1. Периодичность в геологической истории – не простая повторяемость, а единство частной повторяемости и общих изменчивости и направленности.

2. Поступательность осуществляется не только в эволюционном развитии, на фоне которого проявляется периодичность, но отражается и на самом характере периодичности; на отрезке времени по крайней мере от 3,5 млрд. лет и поныне поступательности присуща акселеративность.

3. Каждое из выделенных геосторических подразделений всех трех рангов (архциклы, мегациклы, мезоциклы – тектоно-магматические циклы) по своему геологическому значению представляется, при определенных чертах сходства, неповторимым, что отражает со-

четание периодичности и поступательности развития. Это положение показывает неправомочность "автоматического" перенесения на все времена геологической истории представлений о чередовании однотипных по течению, формационным наборам, геологической сущности и значению геосинклинальных тектоно-магматических циклов, построенных по образцу циклов фанерозоя, и правильность того, что "в действительности можно говорить лишь о качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры" (Яншин, 1965, стр. 30).

4. Для двух последних архижиклов геологической истории (начиная с 3,5 млрд. лет) во многих крупных регионах, включающих платформу и подвижный пояс (пояса) полициклического развития, может быть намечена следующая смена во времени геотектонических режимов: прогеосинклинальный – протоплатформенный – протогеосинклинальный – платформенный (древние платформы) – миогеосинклинальный – авгеосинклинальный – неоплатформенный (молодые платформы).

Геоисторические рубежи, разделяющие мегациклы с различными геотектоническими режимами, являются рубежами II порядка. Рубежи I порядка отделяют друг от друга архижиклы, различающиеся по типу земной коры, а рубежи III порядка разделяют мезоциклы довендомия и тектономагматические циклы вендомия – фанерозоя. В число геохронологических критериев выделения этих рубежей входят возраст и синхронность (субсинхронность) орогенного сиалического магматизма и консолидирующего динамотермального метаморфизма, а также возраст наиболее древних геосинклинальных магматических формаций более молодого структурного этажа, сформированного в течение последующего цикла (мезоцикла).

5. Важнейший переломный геоисторический (геотектонический) рубеж – граница рифея и вендомия (680 млн. лет), совпадающая с границей двух последних мегациклов – рифейского и вендомско-фанерозойского. С этого рубежа во многих регионах Северного полушария (Штрейс, 1964) закладываются настоящие эвгеосинклинальные пояса и зоны, тектоническое развитие которых охватывается байкальским тектоно-магматическим циклом. Затем следуют самостоятельные (в глобальном масштабе) каледонский, герцинский, тихоокеанский и альпийский тектоно-магматические циклы, проявления которых в различных геосинклинальных поясах, естественно, имели различный характер (унаследованные или наложенные геосинклинальные зоны, активизация областей завершенной складчатости и др.).

6. В биостратиграфической шкале граница фанерозоя и докембрия, проводимая между кембрием и вендомием, должна оставаться незыблемой до тех пор, пока в вендомии или в более древних фитомах не будут найдены остатки скелетной фауны. Несовпадение границ геотектонической и биостратиграфической шкал с запаздыванием их в биостратиграфической шкале представляет собой "обычное" явление. Причина запаздывания объясняется общими законами взаимосвязанной эволюции литосферы и биосферы.

7. Выясненные временные закономерности геологической истории и, в частности, соотношение длительности геосинклинального и орогенного этапов тектоно-магматических циклов и коэффициент акселерации, имеют прогностическое значение и позволяют считать, что настоящее время принадлежит орогенному этапу альпийского тектоно-магматического цикла, завершение которого отдалено от современности на 21 млн. лет вперед.

Отображение временных закономерностей в пространстве заключается в синхронном (или субсинхронном), но не повсеместном проявлении эндогенных процессов в геосинклинальных и сопредельных платформенных и субплатформенных областях (естественно в каждой из них в своей особой форме). Становлению орогенных и постконсолидационных магматических формаций в пределах геосинклинальных зон во времени обычно соответствует отраженная тектоно-магматическая "активизация" платформенных, миогеосинклинальных или ранее консолидированных эвгеосинклинальных областей.

В складчатых поясах разновременного заложения и "замыкания", независимо от степени их пространственной удаленности, в течение времени их геосинклинальной "жизни" тоже отмечается синхронность (субсинхронность) ряда однотипных эндогенных процессов. Синхронность геосинклинальных и платформенных (активизация) эндогенных проявлений, по-видимому, свидетельствует о глобальной общности и их причин, на что указывал, например, Г.П. Леонов (1962). Данное положение может быть принято за основу не только при внутрирегиональной, но и при межрегиональной изотопно-геохронологической корреляции эндогенных формаций. Вместе с тем возникает задача разграничения позднеорогенных и "активизационных" магматических формаций и других эндогенных проявлений, что необходимо для правильного определения времени завершения одного тектоно-магматического цикла и начала другого. Если проявления активизации трактуются как признаки еще не завершившейся консолидации, то искажаются не только представления о возрастных границах тектоно-магматических циклов, но и о последовательности соответствующих формационных наборов.

В геосинклинальных складчатых поясах при синхронности начала геосинклинального развития и однотипных эндогенных проявлений (например, определенных магматических формаций) завершение тектонического развития на фоне "общей" цикличности в различных структурно-формационных зонах неодновременно. В результате уже после первой голоморфной складчатости в пределах пояса возникали консолидированные структуры тех или иных размеров, игравшие в дальнейшем роль: 1) областей заверченной складчатости, испытавших последующие длительные поднятия; 2) фундамента миогеосинклинальных зон; 3) фундамента эвгеосинклинальных зон; 4) срединных массивов или отдельных тектонических блоков разных размеров.

Основные закономерности в пространственно-временных соотношениях магматизма и метаморфизма, выявляющиеся при геолого-геохронологических исследованиях, сводятся к следующим положениям.

1. Подтверждается гомодромная последовательность интрузивных формаций в каждом геосинклинальном тектоно-магматическом цикле, но при этом каждый цикл сохраняет свою неповторимую специфику наборов и особенностей эндогенных формаций.

2. В мезоциклах, характеризующихся миогеосинклинальным геотектоническим режимом, ясная последовательность такого рода отсутствует и среди магматических формаций преобладают трапповые или близкие к ним габбровые формации, а также липарит-базальтовые формации и формации анорогенных сиалических гранитоидов.

3. Устанавливается большая длительность образования многоэтапных орогенных гранитоидов сиалических формаций, достигающая 50-60 млн. лет. После внедрения соответствующих плутонов на протяжении еще 30-40 млн. лет идет образование многофазных самостоятельных малых интрузий (поздне- и послеророгенная стадии).

4. Наблюдается субсинхронность орогенного магматизма и "регионального" метаморфизма, что свидетельствует о решающей роли динамотермального фактора в происхождении соответствующих метаморфических формаций. Нередкое смещение датировок метаморфических образований в сторону меньших возрастов объясняется тем, что после внедрения сиалических интрузий и завершения процессов складкообразования снижение температуры продолжается еще длительное время.

Совокупность накопленных геолого-геохронологических данных по докембрию и палеозою Урало-Тимано-Мугоджарской складчатой области и сопредельной части Восточно-Европейской платформы и результаты геолого-статистического их анализа (Кейльман, Гревцова, Паняк, 1973; Овчинников, Степанов, 1966; Овчинников, Степанов и др., 1969; Овчинников, Коган, 1973; Постников, Гаррис, 1972 и др.) позволяют подтвердить ранее полученные выводы и выдвинуть ряд новых положений регионально-геологического характера.

1. Еще более разносторонне обосновывается выделение в составе пород кристаллического фундамента восточной части Русской плиты архейских (> 2600 млн. лет), раннепротерозойских (2600-1900 млн. лет) и среднепротерозойских (1900-1600 млн. лет) магматических и метаморфических образований и трех позднепротерозойских этапов их зонального диафорического преобразования, соответствующих по возрасту рубежам позднего протерозоя (1600, 1350 и 1100 млн. лет). Возрастная близость представителей определенных петрографических групп пород фундамента, наряду с различиями в возрасте разных групп, подтверждает стратиграфическую значимость последних. Архейские и среднепротерозойские магмато-метаморфические комплексы существенно различаются также по распространенности и по характеру геологических позиций. Первые известны в виде тектонически приподнятых блоков и фрагментов, приуроченных к зонам глубинных разломов и структурных швов, или в виде ксенолитов, вынесенных интрузиями (что свидетельствует о их развитии на больших глубинах); вторые составляют наиболее распространенные в теле кристаллического фундамента восточной

части Русской плиты и Урала магматические и метаморфические образования; третьи развиты в двух формах: а) в виде первично-осадочных метаморфитов, которые сохранились в отдельных наложенных грабенах (грабен-синклиналиях?), и б) продуктов ультраметаморфизма, приуроченных ко всем крупным выступам фундамента, где они весьма широко проявлены в виде гибридных метасоматитов (гранито-гнейсы, мигматито-гнейсы, чарнокиты), реже - анатектитов.

2. Раннепротерозойские образования на Урале (тараташский комплекс) и в восточной части платформы подразделяются на два структурных этажа, соответствующих двум мезоциклам протогеосинклинального развития с границей между ними около 2250 млн. лет. Продолжительность каждого мезоцикла около 350 млн. лет.

3. Косвенные геологические материалы, многие калий-аргоновые и единичные рубидий-стронциевые датировки позволяют предполагать присутствие в ряде районов Урала и Мугоджар, в том числе в зоне Восточно-Уральского поднятия (Сысертско-Ильменогорский, Салдинский антиклинории и др.) тектонических блоков дорифейского кристаллического фундамента, вовлеченных при байкальской складчатости в положительные структуры брахиантиклинального типа.

4. Совокупность радиологических и стратиграфических данных, характеризующих дорифейские, рифейские и вендомские магматические, метаморфические и осадочные (глауконит) образования, позволяет установить возраст нижней (1600 млн. лет) и верхней (680 млн. лет) границ рифея, а также его внутренних рубежей (1350 и 1100 млн. лет). Кроме того, поздний рифей расчленяется на два мезоцикла с рубежом около 850 млн. лет, что соответствует стратиграфическому перерыву между инзерской и миньярской свитами. В целом рифейский мегацикл, продолжительностью в 920 млн. лет, включает четыре мезоцикла, из которых три имеют длительность по 250 млн. лет, а последний - 170 млн. лет. Геохронологические рубежи рифея хорошо увязываются с биостратиграфическими.

Подтверждается распространение рифея в ряде районов восточного склона Урала, в частности в Мугоджарах.

Геотектонический режим рифейского мегацикла в пределах Тимано-Мугоджарского региона имел миогеосинклинальный характер, о чем свидетельствуют особенности магматических формаций и фаций рифейского метаморфизма. На платформе в рифее шло заложение и развитие крупных авлакогенов. В Предуральском прогибе тип разрезов рифея ближе к западноуральскому, чем к платформенному.

5. Вендомий (680-570 млн. лет) расчленяется на два подразделения с границей между ними, лежащей в интервале 600-620 млн. лет. Осадочные, магматические и метаморфические породы вендомия установлены, начиная с Канинско-Тиманской области и Полярного Урала и кончая Мугоджарами, почти во всех структурно-тек-

тонических зонах региона (табл. 12) за исключением Тагило-Магнитогорского и Тюменско-Кустанайского погружений.

6. Сопоставление в целом докембрия Русской плиты и Уральско-го региона (табл. 16, 24 и 26) показывает сходство их геологической истории (и формационных наборов) в течение раннего и среднего протерозоя. Разница в развитии названных регионов (платформа - миогеосинклинальная область) стала выявляться с рифея, особенно со среднего рифея, когда на Урале появились иные, чем на платформе, магматические формации, гипогенные рудопроявления и др. В вендомии эта разница приобрела принципиальный характер. На востоке плиты нижний вендомий вообще отсутствует, а в Уральском регионе он развит в большой мощности и относится к геосинклинальному типу.

7. Для нового вендомско-фанерозойского мегацикла в целом характерна дифференциация Урало-Тимано-Мугоджарского региона на западную краевую миогеосинклинальную (на Южном Урале - западнее Кусинско-Зюраткульского структурного шва) и восточную эвгеосинклинальную области. Крупные эвгеосинклинальные прогибы закладывались в начале вендомия по зонам глубинных разломов. Последние служили путями проникновения тел дунит-гарцбургитовой формации. За ней следовал ряд базальтоидных и гранитоидных формаций. Полный набор эвгеосинклинальных магматических формаций заканчивался орогенной формацией сиалических гранитов кембрийского (дораннекембрийского) возраста. В соседних районах платформы в венде (или венде - кембрии) формировались широкие впадины, выполненные терригенными отложениями (молассы). Отсюда следует, что байкальский тектоно-магматический цикл, вопреки представлениям ряда исследователей, рифей не включает и ограничивается пределами вендомия и нижнего - среднего кембрия (680-520 млн. лет, длительность 160 млн. лет). Временные пределы байкальского цикла устанавливаются на основании возраста начальных и конечных членов последовательных наборов магматогенных формаций и сопоставления датировок орогенных формаций и продуктов динамотермального метаморфизма.

Байкальская эвгеосинклинальная зона охватывала все пространство современных Канинско-Тиманской области, Печорской синеклизы, Урала, Мугоджар, Зауралья и прилегающей части Западно-Сибирской низменности. В первых двух районах после завершения байкальской складчатости в конце кембрия геосинклинальные условия больше не возобновлялись (область завершенной складчатости), а в остальных районах в зависимости от степени раздробления и переработки байкальского фундамента возникали наложенные каледонские, затем герцинские, а местами "сквозные" каледонско-герцинские геосинклинальные прогибы с частичной и "кратковременной" инверсией перед эйфелем, в эйфеле или живете. В зонах наиболее полной переработки байкальского субстрата развились самые крупные "фемические" прогибы - Тагило-Магнитогорский и Тюменско-Кустанайский, в зонах же поднятий, начиная на западе с Центрально-Уральско-

кого, байкальские структуры сохранились в виде блоков различной величины, формы и степени погруженности. Именно такие блоки лежат в основе большинства куполовидных структур восточного склона Урала и Мугоджар, которые слагаются так называемыми гнейсово-мигматитовыми комплексами. Часть их на глубине содержит фрагменты дорифейского кристаллического фундамента (например, Салдинский и Сысертско-Ильменогорский).

Наиболее непрерывная зона байкальской складчатости — Центрально-Уральское (осевое) поднятие, но и оно разблокировано в продольном, поперечном и диагональном направлениях. На Южном Урале одним из крупных субдиагональных блоков является фундамент Зилаирского мегасинклиория. В центральном секторе Урала зона байкалитов характеризуется субмеридиональным простиранием, а в северном и южном секторах — веерообразным (СЗ-СВ и ЮЗ-ЮВ направлений). Это определяет соответствующий структурный план байкальского фундамента Печорской и Прикаспийской экзогенных впадин.

Судя по полноте, разнообразию и особенностям наборов магматогенных формаций и пространственному развитию сформированных консолидированных структур, проявления в Уральском регионе (особенно в северном секторе и в Мугоджарах) каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов по сравнению с байкальским циклом были менее интенсивными. Только для последнего характерно развитие гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, что свидетельствует о существенной переработке сиалической коры дорифейского кристаллического фундамента и рифея.

9. Полная длительность каледонского тектоно-магматического цикла 150 млн. лет (от 520 до 370 млн. лет), что соответствует позднему кембрию, ордовику, силуру и раннему девону. Время развития новых геосинклинальных прогибов в одних районах относится к концу кембрия, в других — к раннему или среднему ордовику, в третьих же в кембрии и в начале ордовика еще продолжались постконсолидационные (послебайкальские) поднятия с заложением новых и подновлением "старых" разломов и с излияниями кислых лав (липаритовая формация).

В каледонском формационном наборе среди магматогенных формаций пространственно преобладает базальтоидный тип. Присутствие дунит-гарцбургитовой формации не доказано, а сиалические формации распространены относительно широко, но как каледонские распознаются с трудом в связи с частым наложением герцинских магматических проявлений. Среди гранитных формаций и связанных с ними образований во всех секторах Урала, начиная с полярного, к каледонскому циклу принадлежат различные (в том числе аляскинские) граниты, а также гранит-порфиры, аллиты, пегматиты, кварц-мусковитовые жилы и продукты грейзенизации с датировками, лежащими в интервале 380-370 млн. лет. Среди эффузивных формаций известны андезитовая и липарит-базальтовая контрастная каликатровая формации эйфельского возраста. Синорогенные метаморфичес-

кие гнейсовые и гранито-гнейсовые формации по возрасту консолидирующего метаморфизма относятся к тому же интервалу времени.

10. Герцинский тектоно-магматический цикл длительностью в 140 млн. лет (от 370 до 230 млн. лет) охватывает средний и верхний девон, карбон и пермь. В его формационном наборе сочетаются базальтоидные и сиалические формации с преобладанием в отношении пространственного развития последних. Характерна большая длительность (около 70-80 млн. лет) инверсионно-орогенной стадии. Последнее вместе с интенсивным проявлением динамотермального метаморфизма в интервале времени 300-270 млн. лет способствовало в ряде районов вуалированию различий между самостоятельными каледонским и герцинским структурными этапами. Яснее всего эти различия проступают в Зауральском поднятии, где слабее, чем в Восточно-Уральском поднятии, проявлен герцинский сиалический магматизм. В южном секторе Зауральского поднятия на консолидированном каледонском структурном этапе, интродуцированном гранитоидами (370-380 млн. лет), залегают неметаморфизованные среднедевонские отложения.

11. Завершение геосинклинального развития Урала и Мугоджар в перми фиксируется образованием формации самостоятельных малых интрузий кислого и щелочного состава (240-230 млн. лет), а начало образования эпигерцинской платформы - триасовой контррастной липаритбазальтовой формацией (230-205 млн. лет).

12. Одной из общеуральских закономерностей, выясненных при геохронологических исследованиях, является весьма длительная и многоэтапная активность зон глубинных разломов, особенно рифейского и вендомского заложения. Она выражается в наложении магматических, метаморфических (в том числе метасоматических) и гидротермальных образований, близких по времени к инверсии или к орогени в геосинклинальных зонах того или иного тектоно-магматического цикла. Это можно рассматривать как проявления отраженной активизации, а подобные долгоживущие разломы - как источники информации об этапах эндогенной жизни региона.

Рассмотрение результатов проведенных исследований в пространственном аспекте позволяет следующим образом (рис. 15) интерпретировать схему структурно-тектонического районирования Урала (Геология СССР, т. XII, 1969).

1. Современная Западно-Уральская внешняя зона складчатости представляет собой рифейско-палеозойскую миогеосинклинальную область, развивающуюся на дорифейском кристаллическом фундаменте, консолидация которого завершилась после интенсивной гранитизации в среднем протерозое.

2. Зона Центрально-Уральского поднятия может быть разделена на три подзоны - западную, среднюю и восточную (Ленных, 1968).

Западная зона, лучше всего развитая на Южном Урале (Башкирский антиклинорий), также имеет мощный, хотя и разблокированный дорифейский фундамент, который перекрыт структурными этапами миогеосинклинального рифея. Сопряжение со средней зоной

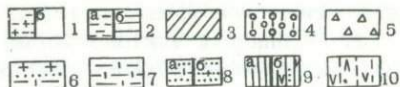
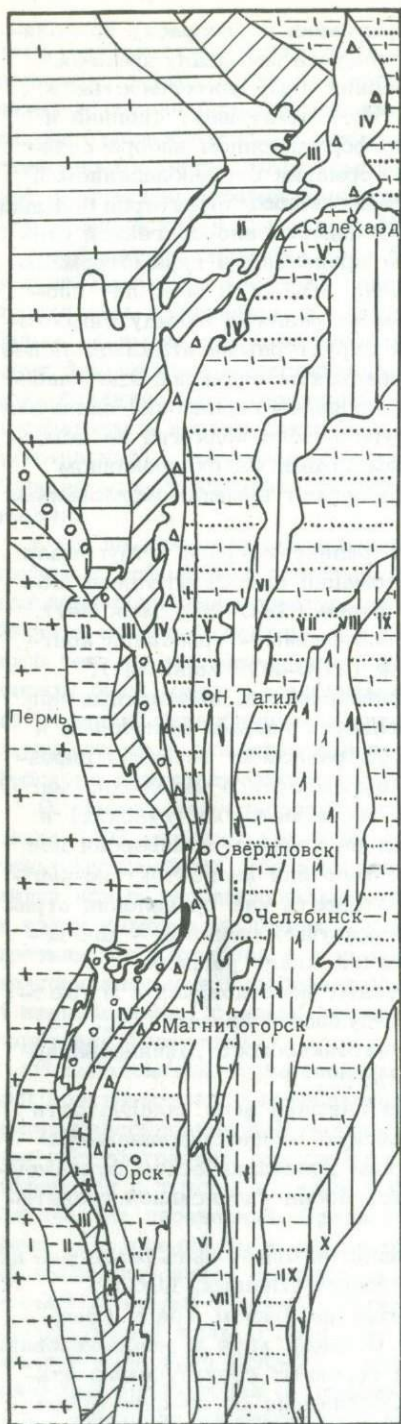


Рис. 15. Схема тектонического районирования Уральского региона на геохронологической основе

*I - X* - названия структурно-формационных зон (по И.Д. Соболеву, 1969, Н.В. Свяжину и В.Я. Левину, 1971): *I* - Восточная часть Русской плиты, *II* - Предуральский краевой прогиб, *III* - Западно-Уральская внешняя зона линейной складчатости, *IV* - Центрально-Уральское поднятие, *V* - Тагило-Магнитогорское погружение, *VI* - Восточно-Уральское поднятие, *VII* - Восточно-Уральское погружение, *VIII* - Зауральское поднятие, *IX* - Тюменско-Кустанайское погружение, *X* - Тобольско-Кушмурунское поднятие

*1a* - восточный склон дорифейского кристаллического фундамента Русской плиты с погребенными выступами; *1б* - Тарашский выступ в пределах Центрально-Уральского поднятия; выступы сложены в основном метаморфическими и магматическими породами второго раннепротерозойского структурного этажа (2250-1900 млн. лет) с продуктами наложенного среднепротерозойского ультраметаморфизма (1700-1800 млн. лет); *2* - Предуральский и Предтимаанский прогибы (*a* - наложенные на дорифейский кристаллический фундамент; *б* - северная часть Предуральского прогиба, наложенная на байкальский - 680-520 млн. лет складчатый фундамент); *3* - Западно-Уральская внешняя зона складчатости (каледонско-герцинская

Окончание подписи к рис. 15

миогеосинклинальная область), пересеченная краевыми поднятиями – выступами (Кара–Тау, Полюдов кряж) миогеосинклинального поздне-рифейского структурного этажа; 4 – выступы миогеосинклинальных структурных этажей рифея (1650–1350, 1350–1100, 1100–850, 850–680 млн. лет) в пределах Башкирского, Кваркушко–Каменногогорского мегаантиклинориев, Тиманского поднятия; краевых поднятий Кара–Тау и Полюдова кряжа с наложенными проявлениями байкальского, каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма; 5 – выступы байкальского (680–520 млн. лет) структурного этажа (ранние уралиды) с блоками не полностью переработанных структурных этажей рифея в пределах Центрально–Уральского (осевого) поднятия и с наложенными проявлениями каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма; 6 – зоны наложенных на байкальский складчатый фундамент сквозных каледонско–герцинских и “криптогеосинклинальных” прогибов (Зилаирский, Староуткинско–Безгодовский синклиории и др.); 7 – область погружения байкальского фундамента (Печорская синеклиза) с послесреднекембрийским чехлом (эпибайкальская плита); 8а – зона глубокого погружения интенсивной переработки и базификации байкальского складчатого фундамента в области Тагило–Магнитогорского, Восточно–Уральского и Тюменско–Кустанайского каледонско–герцинских эвгеосинклинальных прогибов; 8б – западная часть этой зоны в области Тагильского мегасинклиория с моноклинальным строением (предположительно с блоками байкальского фундамента). Завершающая консолидация относится к концу герцинского (370–230 млн. лет) цикла; 9а – зоны герцинской складчатости и магматометаморфической консолидации (Восточно–Уральское и Тобольско–Кушмуруинское); 9б – то же, с вовлеченными в поднятия блоками байкальского и каледонского структурных этажей (в гнейсово–мигматитовых “куполах”); 10 – зона преимущественного развития каледонского (520–370 млн. лет) структурного этажа с фрагментами вовлеченных в поднятия блоков байкальского структурного этажа и с наложенными проявлениями герцинского синклического магматизма и метаморфизма.

---

происходит по долгоживущему Юрюзано–Зюраткульскому глубинному разлому (структурному шву).

Средняя зона – синклиорная (Верхнекусинско–Зилаирский мегасинклиорий, Условско–Койвинский синклиорий и др.). Ее субстратом являются в различной мере разобщенные и переработанные блоки протерозойских (рифейских и более древних) пород, а также вендомско–кембрийские эвгеосинклинальные магматические и метаморфические осадочные образования, консолидированные в результате байкальской складчатости. Верхние структурные этажи в наложенных прогибах сквозного развития сложены “криптогеосинклинальными” (Огаринов, Сенченко, 1974) толщами каледонского и герцинского циклов.

Восточная (осевая) антиклинорная зона, включающая ряд частных антиклинорий (Харбейский, Ляпинско-Исовский, Каменногорский, Уфалейский, Уралтауский, Орь-Илекский), представляет собой в основном зону байкальской складчатости, осложненную вовлеченными в поднятия фрагментами не полностью переработанного рифейского субстрата, небольшими палеозойскими наложенными отрицательными структурами и приразломными проявлениями каледонского и герцинского магматизма и метаморфизма.

3. Тагило-Магнитогорское погружение, сочлененное с осевой зоной по Главному Уральскому разлому (линеamentу), заложено на значительно переработанном байкальском фундаменте, присутствие погруженных блоков которого отражается лишь в особенностях структуры отдельных участков прогиба (например, в моноклинальном строении западного борта прогиба в Карпинском районе, в образовании чашуйчатых сколов в палеозойских структурных этажах в Учалинском районе и др.). Различной сохранностью блоков байкальского, а местами и более древнего фундамента, по-видимому, объясняется и широтная поясность прогиба (вместе с более восточными зонами). Каледонский и герцинский структурные этажи в этой зоне хотя и разделены стратиграфическим и угловым несогласиями, но по степени метаморфизма отличаются друг от друга нерезко, что и дает повод ряду исследователей выделять сквозной ордовикско-позднепалеозойский тектоно-магматический цикл, а вслед за тем неправильно распространять это положение на весь Уральский регион.

4. Восточно-Уральское поднятие — главная герцинская орогенная структура Урала. Оно тоже включает, но уже на современном эрозионном срезе, фрагменты байкальского консолидированного фундамента. Эти блоки, как указывалось, лежат в основе крупных куполовидных структур типа Салдинской, Сысертско-Ильменогорской. Местами они содержат остатки еще более древних — рифейских и дорифейских образований.

5. Более восточные структурно-тектонические зоны — Восточно-Уральское погружение и Зауральское поднятие геохронологически изучены слабее. В обеих зонах также присутствуют реликты байкальского структурного этажа, местами включающего рифейские породы. В зоне Зауральского поднятия, в отличие от Восточно-Уральского, хорошо сохранился каледонский структурный этаж (Троицко-Кенгусайский мегаантиклинорий и др.).

6. Тюменско-Кустанайский прогиб, особенно входящие в него Валериановский и Кустанайский синклинии, по геологическому строению, характеру и возрасту магматических формаций близок к Тагило-Магнитогорскому прогибу. Выступы байкальского и более древнего фундамента в этой зоне не обнаружены.

7. Тобольско-Кушмурунское поднятие, консолидация которого завершилась в герцинском цикле (карбоновые батолиты сиалических гранитоидов, пермская липаритовая формация), судя по наличию широтных и субширотных пликативных и дизъюнктивных структур (Соболев, 1969), также развивалось на байкальском разблокированном

субстрате. Присутствие последнего геохронологически установлено в соседней Тургайской зоне (скв. Кара-Шилик, см. главу V). Далее на восток располагается погребенная под мезокайнозойским покровом Иртыш-Надымская зона байкалит (Куликов, 1968).

8. На северо-западе изучаемого региона со структурами Восточно-Европейской платформы граничит рифейская миогеосинклинальная зона (в створе Средний Тиман – Полюдов кряж). Северо-восточнее – на Северном Тимане, п-ве Канин и в пределах Печорской синеклизы располагается область завершённой байкальской складчатости, испытавшая активизацию в отрезки времени, близкие к рубежам всех проявившихся на Урале тектоно-магматических циклов.

9. В перечисленных структурно-тектонических зонах Уральского региона активизация того или иного возраста (в зависимости от времени их окончательной консолидации) проявлялась в форме подновления "старых" и возникновения новых разломов, а также проявления магматических (анорогенные гранитоиды, щелочные, в том числе ультраосновные породы, траппы и др.), динамотермальных метаморфических и гидротермальных процессов.

Приведенная интерпретация структурно-тектонической зональности Урала, построенная на совокупности геологических и геохронологических данных, позволяет по-новому объяснить основные черты региональной металлогении – особенности временной и пространственной приуроченности главных типов эндогенных рудных и нерудных формаций и выдвинуть некоторые положения прогнозного направления. Вместе с тем обзорный характер предлагаемой работы не позволяет сосредоточить специальное внимание на вопросах прикладного значения, поэтому ниже освещаются лишь наиболее интересные из них, притом в схематическом виде.

Поскольку пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых – лишь частный случай общих историко-геологических закономерностей формирования того или иного региона, приведенные выше материалы по составу циклических формационных наборов и разновозрастных структурных этажей, участвующих в строении главных структурно-формационных зон Урала, можно рассматривать в качестве основы для принципиальной оценки рудоносности этих зон. Металлогенический облик и перспективность последних в конечном счете определяются сочетанием присущих каждой зоне наборов магматогенных и метаморфогенных формаций и геосторических условий последующей сохранности и гипсометрической позиции (по отношению к современному эрозионному срезу) рудных формаций.

Возрастные критерии генетических (или парагенетических) связей рудных формаций с магматогенными и метаморфогенными формациями, а также выясненные для многих типов оруденения возрастные поисковые признаки и особенности "вертикального" (во времени) развития соответствующих рудных формаций, для многих из них позволяют светить основные черты "горизонтальной" их приуроченности, а для некоторых рудных формаций – наметить новые перспективные районы.

На фоне структурно-тектонической зональности Уральского региона могут быть выделены металлогенические зоны пяти типов: I – добайкальская миегосинклинальная зона западного склона; II – байкальская Центрально-Уральская зона с блоками рифея; III – каледонско-герцинские "полусквозные" прогибы (Тагило-Магнитогорское, Зауральское и Тюменско-Кустанайское погружения); IV – антиклинорные "гибридные" зоны герцинской завершающей консолидации с выступами (гнейсово-мигматитовые комплексы) и менее крупными реликтами каледонского, байкальского, а местами еще более древнего субстрата (Восточно-Уральское и Зауральское поднятия); V – зоны долгоживущих глубинных разломов и структурных швов типа Главного Уральского, Юрюзано-Зюраткульского, Джетыгаринского и др.

Для территории первой и второй зон установлены возрастные поисковые признаки титано-магнетитовых, сидеритовых, магнезитовой, рутиловой и редкометальной формаций. В первой зоне, кроме того, предположительно выделены: гидротермальное сульфидное оруденение (возможно, колчеданная формация), связанное с рифейскими вулканитами (около 1350 и 770 млн. лет), а во второй – колчеданная формация раннего вендомия (около 640 млн. лет). Последняя во время интенсивной байкальской складчатости в конце вендомия – начале кембрия в пределах антиклинорных зон, возможно, подверглась частичному термическому разрушению. Наиболее перспективные участки для ее нахождения, по-видимому, – байкальские прогибы с развитием мощных основных вулканитов, известные в северном секторе Урала.

Наложенные на байкальский консолидированный фундамент I–II зон каледонско-герцинские прогибы с мощными вулканогенными толщами силура – нижнего девона несут палеозойское оруденение, возможно, не только в южной части Зилаирской "криптогеосинклинали" (Медногорский район), но и в других ее частях, а также в подобных ей более северных структурах (например, Улсовско-Койвинский, Безгодовско-Староуткинский синклиналии и др.).

На редкометальные и хрусталеносные проявления, ассоциирующее с байкальскими орогенными гранитоидами, потенциально перспективны антиклинорные структуры зон Центрально-Уральского поднятия, особенно гнейсово-мигматитовые "купола". Отрицательное влияние на их сохранность мог оказывать наложенный каледонский и герцинский магматизм, поэтому особенно важно, пользуясь возрастными критериями, отличать рудоносные интрузии от нерудоносных.

Металлогенические зоны III типа тоже получили возрастную характеристику ряда рудных формаций, имеющую для них значение поисковых критериев. Это прежде всего относится к каледонским и герцинским титано-магнетитовым, магнетитовым и колчеданным формациям, характеризующим металлогенический профиль названных зон. Поиски месторождений, принадлежащих к позднемагматическим и скарновым формациям, должны проводиться в районах развития интрузий соответствующей формационной принадлежности и возраста.

При поисках колчеданных месторождений необходимо учитывать: 1) наличие трех разновозрастных формаций – силурийской, девонской и каменноугольной (соответственно 430–410, 380–370 и 315–290 млн. лет); 2) приуроченность первой к моноклиналам с относительно слабыми проявлениями пликативной нарушенности и динамотермального метаморфизма (это, по-видимому, связано с наличием жесткого байкальского фундамента); 3) частую пространственную совмещенность в пределах одного рудного поля девонского и каменноугольного оруденения, что определяет сложность состава и морфологии рудных тел, а порой и различную ориентировку разновозрастных рудных тел, залежей, приуроченных к разновозрастным дизъюнктивным нарушениям или другим рудовмещающим вакансиям. Отсюда следует, что в тех случаях, когда на современном эрозионном срезе развиты колчеданные рудопроявления каменноугольного возраста, наложенные на эйфельские или более молодые породы, имеются основания предполагать существование в нижележащем каледонском структурном этаже “погребенных” рудных тел и девонского возраста.

Двухэтапность колчеданного оруденения в определенных структурных и геисторических условиях формирования некоторых рудных полей, таким образом, может обернуться двухэтапностью расположенных рудных тел. Это необходимо учитывать при проведении глубинных поисков, особенно в рудных районах, подобных Учалинскому и Верхнеуральскому.

Установление синхронности в Тагило–Магнитогорском и Тюменско–Кустанайском погружениях главнейших магматических формаций габбрового и гранитного типов, а также магнетитового оруденения Магнитогорского и Соколовско–Сарбайского районов, положило начало металлогенической параллелизации этих зон, что со сходством в строении каледонского и герцинского структурных этажей позволило автору высказать прогноз о развитии и в Тюменско–Кустанайском прогибе (Денисовская, Валерьяновская структурно–фациальные подзоны) двух палеозойских колчеданных формаций. При поисках последних в первую очередь представляют интерес приподнятые блоки или антиклинальные структуры каледонского этажа с мощными базальтоидными формациями, а в герцинском структурном этаже – со среднедевонскими и нижнекаменноугольными вулканами. В силуре центральной части Денисовской подзоны было выявлено вкрапленное оруденение медноколчеданной формации, а также более поздние медно–молибденовое и медно–турмалиновое рудопроявления, приуроченные к гранодиорит–плагιοгранитной формации (Шербин, Богомол, 1974 и др.). Согласно предлагаемому прогнозу, в названных подзонах могут быть развиты: а) гидротермально–метасоматическое медноколчеданное (с золотом) оруденение предэйфельского или предживетского возраста (около 380–370 млн. лет), связанное с кислыми субвулканическими телами – поздними дериватами длительно развивавшихся вулканических очагов базальтоидного типа, б) медноколчеданно–полиметаллическое раннекарбонное

(около 300 млн. лет) и в) более молодое (около 260 млн. лет) сульфидное оруденение. Хотя поиски в Кустанайском прогибе месторождений этих рудных формаций из-за большой мощности послетурнейских отложений связаны с определенными трудностями, в результате работ на Урале может быть обнаружен новый крупный колчеданосный район.

В металлогенических зонах IV типа в соответствии с особенностями их геологического строения (наличие "спаянных" во время герцинской магмато-метаморфической консолидации фрагментов каледонского, байкальского и более древних структурных этажей) сочетается весьма разнообразное по возрасту и генетическим типам оруденение. Основные практически интересные рудные формации этих зон датированы, и полученные данные могут быть использованы при проведении работ в новых районах в качестве возрастных поисковых признаков и критериев генетических или парагенетических связей с определенными магматическими формациями и комплексами. Следует обратить внимание на позднекаледонские редкометалльную и хрусталеносную формации, которые многими геологами, не признающими самостоятельность каледонского тектоно-магматического цикла, вообще отрицаются, чем и объясняется слабая изученность этих формаций. В зонах IV типа может быть развито и медноколчеданное оруденение (по крайней мере в полосе сочленения Восточно-Уральского поднятия с соседними прогибами), о чем свидетельствует пример дотурнейского Весеннего месторождения (Исмагилов, Исмагилова, 1972).

К числу особых в металлогеническом отношении участков относятся гнейсово-мигматитовые "купола", в которых может сочетаться пространственно сближенное оруденение самого различного возраста и происхождения. Лежащие в основе этих структур блоки догерцинских (главным образом байкальского) структурных этажей, по-видимому, предопределили широкое развитие щелочных магматитов и метасоматитов и своеобразии эндогенной минерализации (редкие элементы, поделочные камни, слюды и др.) в герцинском этаже. Вместе с зонами обрамляющих их разломов полихронные куполовидные структуры должны рассматриваться как объекты детальных геолого-поисковых работ на различные виды гидротермального оруденения.

Металлогенические зоны, связанные с крупными долгоживущими дизъюнктивными нарушениями (V тип), имеют в основном древнее - рифейское (около 1350, 1100, 850 млн. лет) или предвендомское (около 680 млн. лет) заложение. С первыми в миогеосинклинальной области западного склона Урала ассоциирует титано-магнетитовое оруденение различных возрастов, а также редкометалльные рудопоявления. Вторые разграничивают рифейскую миогеосинклинальную и байкальскую эвгеосинклинальную области Урала (Юрюзано-Зюраткульский структурный шов и его аналоги в более северных районах Урала) и, кроме того, располагаются в виде субпараллельных разломов внутри байкальско-герцинской эвгеосинклинальной области, где они

сохраняли свою активность и в послербайкальское время (Главный Уральский разлом, Джетыгаринский и другие подобные более западные и восточные разломы). Приуроченные к ним протрузии ранневендомской дунит-гардбургитовой формации с каждым последующим орогенным этапом подвергались выжиманию и надвиганию на более молодые палеозойские образования. Эти длительно "функционирующие" разломы имеют рудоконтролирующее значение для самых разнообразных рудных формаций, начиная с ранневендомской хромитовой, каледонской платиновой и титано-магнетитовой, и кончая хризотил-асбестовыми и редкометальными проявлениями каледонского и герцинского металлогенических циклов. Возможно, что с некоторыми субширотными разломами связано также размещение колчеданных месторождений (например, в Бурибайском рудном районе).

Отмеченные черты общности геологического развития: 1) для дорифейского времени - территории восточной части платформы и Уральского региона, 2) для рифейско-допозднекембрийского времени - Канинско-Тиманской области, Печорской синеклизы, Урала и Мугодзар, 3) для позднекембрийско-пермского времени - собственно Урала (включая Мугоджары) и определяют основные закономерности размещения эндогенных полезных ископаемых в пределах структурно-тектонических зон перечисленных регионов.

Другое направление практического применения результатов геолого-геохронологических исследований - установление некоторых закономерностей нефтегазоносности изучаемого региона. В этом отношении серьезное значение имеют характер структурного плана и история развития (этапы активизации) кристаллического фундамента, подстилающего нефтегазоносные отложения.

На территории восточной части Русской плиты, Канинско-Тиманского поднятия, Печорской синеклизы, Урала и Мугодзар и сопредельных областей Западно-Сибирской эпигерцинской платформы могут быть выделены следующие четыре структурно-возрастных типа фундаментов: дорифейский (ранне-среднепротерозойский), байкальский, каледонский и герцинский. Каждый тип фундамента обладает своими особенностями в отношении размеров, форм и ориентировки положительных и отрицательных структур, а также "частоты", направления, длины и амплитуды разломов.

Дорифейский фундамент в пределах Волго-Уральской нефтеносной области характеризуется (Гафаров, 1970) крупными выступами (сводами) относительно изометрической формы, ограниченными разломами большой амплитуды и длительного многоэтапного развития и разделенными разнонаправленными вытянутыми впадинами (грабенами и рифейскими авлакогенами). Внутренняя структура выступов линейно-полосовая с преобладанием субширотных простираний. Датирование этапов активизации разломов показывает, что подвижки продолжались по крайней мере в течение рифея, вендомия и вплоть до среднего девона.

Байкальский фундамент (Печорская и Прикаспийская экзогенальные впадины, Иртыш-Надымская зона Западно-Сибирской низменности)

сти и др.) отличается в целом гораздо более сложным строением и меньшими размерами положительных и отрицательных структур. Первые более или менее изометричны, а среди вторых нередко короткие грабен-синклинали. Простираются на севере и юге — веерообразные, а в срединной зоне — северо-западные, северо-восточные и субмеридиональные. Характерно развитие субмеридиональных гипоглубинных разломов большой амплитуды, причем движения по некоторым из них продолжались до юры или даже позднее.

Каледонский и герцинский структурные этажи, как фундаменты соответствующих зон Западно-Сибирской нефтеносной области, отличаются определенным сходством. Наиболее существенная их черта, особенно для герцинского этажа, — чередование субмеридиональных сильно вытянутых, до практически линейных, положительных и отрицательных структур (антиклинорий и синклинорий), разделенных менее глубинными и менее активными, чем в байкальских зонах, разломами.

Для формирования потенциально нефтеносных структурных осложнений в осадочном покрове наибольший интерес представляют долгоживущие зоны глубинных разломов, а как "нефтеоборные" структуры — длительно воздымавшиеся относительно изометричные горст-антиклинории и своды преимущественно "средних" размеров.

Если приведенное положение правильно, то в пределах Западно-Сибирской эпигерцинской платформы к наиболее перспективным в отношении нефтегазоносности с точки зрения типов фундамента принадлежит область развития байкалид, которой отвечает срединная Иртыш-Надымская (Куликов, 1968) структурная зона. Именно последняя в специальной сводке (Размещение зон нефтегазоаккумуляции..., 1974) показана как нефтегазоносная. Подобная зона, вероятно, не единственная в пределах Западно-Сибирской нефтеносной области. Байкальский фундамент имеет и Печорская синеклиза. Она представляется также как весьма перспективный регион.

Из сказанного следует общий вывод о том, что в новых нефтегазоносных областях с гетерохронным кристаллическим фундаментом структурно-возрастной тип последнего обязательно должен учитываться при выборе направлений и методики геофизических и геолого-поисковых работ на нефть и газ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге 20-летних геолого-геохронологических исследований докембрия, палеозоя и нижнего мезозоя Уральского региона и докембрия восточной части Русской плиты получены существенные объективные материалы, позволившие по-новому осветить основные региональные историко-геологические и историко-металлогенические закономерности, предложить рекомендации прикладного характера, выдвинуть некоторые общегеологические положения, касающиеся временных (геоисторических) параметров проявления эндогенных, в том числе тектоно-магматических, процессов, а также разработать ряд методических вопросов К-Аг геохронологии.

В сжатом перечислении полученные результаты сводятся к следующему.

I. В области методики К-Аг датирования:

1. Проведена сравнительная оценка "геохронометрических" свойств ряда минералов и горных пород.

2. Выдвинуты представления о компетентности, гомогенности и стехиометричности объектов радиологического датирования применительно к сохранности К-Аг равновесия.

3. Разработаны основные положения интерпретации К-Аг данных, в том числе для наиболее сложной в этом отношении группы метасоматических образований.

4. Предложена оптимизированная система комплексных геолого-геохронологических исследований, обеспечивающая достаточную поливариантность в отношении характера проб, надежность и высокую производительность К-Аг определений.

II. В области проблем исторической и общей геологии:

1. Разработан возможный вариант иерархической геохронологической схемы тектоно-магматической периодичности, основанный на выделении геоисторических подразделений трех рангов.

2. В докембрии выделены два новых рубежа - в раннем протерозое (2250 млн. лет) и в позднем рифее (850 млн. лет) и дополнительно материалами обоснованы рубежи 2600, 1900, 1600, 1350, 1100 и 680 млн. лет. Названные рубежи могут быть использованы в стратиграфо-корреляционных целях, а вся схема периодичности - для построения в дальнейшем глобальной тектоно-магматической (геотектонической) шкалы.

3. Для интервала времени от 3,5 млрд. лет до современности выявлена акселерация тектоно-магматического развития, заклю-

чающаяся в уменьшении продолжительности геосторических подразделений 3-го ранга. Выведены коэффициенты акселерации, причем последний коэффициент (0,93) имеет прогностическое значение и позволяет определить завершение альпийского тектоно-магматического цикла.

4. Установлены определенные соотношения между длительностью геосинклинальной и орогенной стадий разновозрастных тектоно-магматических циклов, из чего следует, что современный этап геологической истории относится к орогенной стадии альпийского тектоно-магматического цикла, отграниченного от тихоокеанского цикла рубежом около 100 млн. лет.

5. Обоснована синхронность (субсинхронность) регионального (динамотермального) метаморфизма и орогенного сиалического магматизма.

6. Для вендомско-палеозойского времени выявлена значительная (порядка 60-80 млн. лет) продолжительность становления многофазных батолитовых интрузий сиалической гранитной формации.

7. Установлено, что эндогенные проявления в зонах долгоживущих глубинных разломов стабилизированных областей отвечают по времени в основном позднеорогенному и раннеконсолидационному этапам развития сопредельных геосинклинальных областей.

8. Показана ясная направленность геосторического развития, что исключает правомерность "автоматического" перенесения представлений об эвгеосинклинальных условиях развития на все довендомские времена.

### III. В области региональной геологии:

1. Геохронологически подтверждено единство дорифейского кристаллического фундамента восточной части Русской плиты и Урала (Тараташский выступ и др.).

2. В геологической истории Урала в интервале от 2,6 до 0,2 млрд. лет выделены два раннепротерозойских (2600-1900 млн. лет) протгеосинклинальных мезоцикла с границей между ними 2250 млн. лет, среднепротерозойский (1900-1600 млн. лет) платформенный и четыре рифейских (1600-680 млн. лет) миогеосинклинальных мезоцикла с рубежами 1350, 1100 и 850 млн. лет, а также три геосинклинальных тектоно-магматических цикла - байкальский (680-520 млн. лет), каледонский (520-370 млн. лет) и герцинский 370-230 млн. лет).

3. Приведены обоснования того, что становление эвгеосинклинального режима развития Уральского региона начинается именно с вендомия (с 680 млн. лет), когда закладывались крупнейшие разломы, с которыми связано распространение дунит-гарцбургитовой формации. Байкальский цикл (вендомий - средний кембрий) завершился мощной консолидацией, приведшей к формированию в Уральской геосинклинальной области самостоятельного структурного этажа. К фрагментам последнего относятся ядра так называемых гнейсово-мигматитовых "куполов".

4. Показано развитие в послесреднекембрийской истории Урала двух наборов геосинклинальных и орогенных формаций и двух регионально-метаморфических комплексов, что свидетельствует о самостоятельности проявления каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов и об определенной обособленности соответствующих структурных этажей.

5. Датирован раннемезозойский (230–205 млн. лет) этап вулканизма (триасовая липарит-базальтовая формация), характеризующий начало тектонического расчленения (диаскизис) Западно-Сибирской эпигерцинской платформы.

6. Построены новые стратиграфо-корреляционные схемы нижнего и верхнего докембрия всеуральского и межрегионального (Урал – восток Русской плиты) масштаба.

7. Впервые разработаны геохронологические схемы магматогенных (интрузивных и эффузивных) и метаморфогенных формаций Уральского региона (включая Тиман и Мугоджары).

8. Предложена новая интерпретация геологической сущности схемы структурно-тектонического районирования Уральской складчатой системы на основе раскрытия истории становления каждой тектонической зоны.

#### IV. В области региональной металлогении:

1. Разработана первая всеуральская геохронологическая схема рудных формаций и главных типов полезных ископаемых эндогенного происхождения (вариант).

2. Для каждого мезоцикла и тектоно-магматического цикла выделены наборы рудных формаций и тем самым определено сравнительное металлогеническое значение разновозрастных геосторических подразделений и соответствующих им структурных этажей.

3. Проведено сопоставление наборов рудных формаций с наборами магматических формаций, что позволило наметить еще не выявленные рудные формации и высказать предположение об их возрасте, генетических связях и пространственной локализации (например, колчеданная формация раннего вендомия, "алмазная" формация кембрия и др.).

4. Для колчеданного, редкометального, золотого и ряда других типов оруденения установлена полихронность (многоэтапность). На примерах конкретных колчеданных месторождений показана пространственная совмещенность разновозрастных рудных тел, определяющая сложность их состава и строения. В двухэтапных месторождениях рудные залежи могут располагаться в разных структурных этажах, что необходимо учитывать при проведении поисково-разведочных работ.

5. Предложен особый вид поисковых признаков и критериев генетических связей оруденения – изотопно-геохронологический. Их использование позволяет более целенаправленно ставить геолого-поисковые работы, отграничивать потенциально рудоносные интрузии и зоны минерализации от нерудоносных и пр.

6. На основании сравнительного анализа истории геологического развития различных структурно-тектонических зон Урала высказан ряд положений прогнозно-оценочного характера и предложены как перспек-

тивные новые крупные районы возможного развития колчеданно-полиметаллического, редкометалльного и некоторых видов эндогенного оруденения.

7. При перспективной оценке Уральского региона на нефтегазоносность рекомендуется учитывать возрастной тип фундамента. В качестве первоочередных объектов указываются районы с байкальским фундаментом (Иртыш-Надымская зона Западно-Сибирской плиты, байкалиды Тургайской впадины).

В заключение необходимо отметить, что использование изотопно-геохронологических методов на широкой геологической (в том числе формационной) основе раскрывает большие возможности для выяснения пространственно-временных взаимосвязей между главными эндогенными петро- и структурообразующими и преобразующими процессами — магматизмом, метаморфизмом, тектогенезом и рудогенезом. Это увеличивает информативность результатов геологических исследований и, в частности, геолого-съемочных и геолого-поисковых работ и тем самым способствует увеличению надежности прогнозных оценок изучаемых регионов на различные виды минерального сырья.

Если предлагаемая работа окажется полезной для освещения ряда региональных и общих историко-геологических и металлогенических проблем, а также методических вопросов изотопной геохронологии, автор будет считать свою задачу выполненной.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1968, № 3.
- Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Абдулин А.А., Водорезов Г.И., Гетлинг Р.В., Касымов М.А. и др. К проблеме стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугоджар. — Изв. АН Каз. ССР, серия геол., 1968, № 6.
- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Младших С.В., Пинегин Е.Ф. К вопросу о возможности сопоставления отложений ашинской свиты на западном склоне Среднего и Южного Урала. — Палеогеография Урала. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1965.
- Аблизин Б.Д., Курбацкий А.М., Крылов И.Н. К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 9.
- Абрамов В.П. Минерально-сырьевая база Тимана и ее дальнейшее расширение. — Геология, магматизм и металлогения Тимана. Тезисы докл. Сыктывкар-Ухта, 1973.
- Акимова Г.Н. Косая слоистость в породах зильмердакской свиты на Южном Урале. — Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т.144, Л., "Недра", 1967.
- Алешин М.И. Позднемагматические месторождения. — Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые, М., "Недра", 1973.
- Амирханов Х.И., Брандт С.Б., Баргницкий Е.Н. Радиогенный аргон в минералах и горных породах. Махачкала. Изд-во Даг. ФАН СССР, 1960.
- Ананьева Е.М., Дорощев Б.В., Кейльман Г.А., Горонович Е.Б. Геофизическая характеристика гранитоидных комплексов Урала. — Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. IV, Свердловск, 1971.
- Ануфриев Ю.Н. Восточно-Уральская хрусталеносная формация и ее связь с орогенным региональным метаморфизмом. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл., 3-го Уральск. петрогр., совещ. т. III. Свердловск, 1974.
- Аренс Л. Стронциевый метод определения геологического времени. — Радиологические методы определения абсолютного геологического времени. М. Госгеолтехиздат, 1959.
- Архангельский Н.И., Вялухин Г.И., Умова Л.А., Шатров Н.П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. М., "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. — МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 6 и 13а. М., "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д. Строение и состав земной коры в связи с проблемами геологической петрологии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.

- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И., Виноградов А.П. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1974 г. с учетом зарубежных данных. — МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Афанасьев Г.Д., Великов Б.П., Борсук А.М., Гоньшакова В.И., Симон А.К. Вклад геологической петрологии в решение общегеологических проблем. — МГК, XXIV сессия. докл. сов. геол. Проблема 2. М., "Наука", 1972.
- Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В., Шанин Л.Л., Шеина И.П. Случаи неравновесных отношений Агн К в биотитах в связи с созданием геохронологической шкалы в абсолютном летоисчислении. — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 1.
- Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Багдасарян Г.П. и др. Результаты анализов эталонных геохронологических проб. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Гаррис М.А. Состояние и перспективы радиологических исследований. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Итоги сверки эталонной пробы 1/65 в геохронологических лабораториях СССР. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
- Афанасьев Г.Д., Куцев Ю.С., Шанин Л.Л. Калий-аргоновое датирование пород, вмещающих отдельные рудопроявления, по материалам Северного Кавказа и Иртышской зоны смятия (Алтай). — Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А., Сагателян Э.А. Абсолютный возраст некоторых рудных формаций Армении. — Там же. 1966.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Мнацаканян А.Х. и др. Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений магматических и околорудно-измененных пород Кафанского рудного района (Армянская ССР). Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Беккер Ю.Р. О стратиграфическом положении уксских отложений на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1958, г.122, № 5.
- Белоусов В.В. Об основных закономерностях развития континентов. — МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1972.
- Белякова Л.Т. Геосинклиальный рифей Севера Урала. Автореф. дисс. М., 1972.
- Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В., Наливкин В.Д. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Богданов А.А., Шатский Н.С. Введение к "Тектонике Европы". (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.) М., 1964.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К. и др. Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклинальных систем как основа прогнозирования колчеданных месторождений. — Магматизм, метаформизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ракчеев А.Д. О длительности и многоактности формирования колчеданных руд. — Сов. геология, 1973, № 8.

- Бородаевский Н.И., Левитан Г.М. Типы золотого оруденения, их связь с магматизмом и положение в процессе геосинклинального развития уралид. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. III, Свердловск, 1974.
- Борсук А.М. Применение К-Агметода для установления длительности и истории формирования сложных магматических формаций. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Труды 4-го Всес. петрогр. совещ. ч.1-я. М., "Наука", 1972.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
- Буканов В.В. К вопросу о продолжительности процесса хрусталеобразования на Урале. — Геология северо-востока Европейской части СССР и Севера Урала, Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып.14. Сыктывкар, 1971.
- Булькин Л.Д., Золоев К.К. Дуниты Алапаевского массива и месторождения хромитов, с ними связанные. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Бурмин Ю.А., Зверев В.Л. Абсолютная геохронология пегматитов Мугоджар. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 8.
- Буслаев Ф.П., Овчинников Л.Н. Об искажении значений абсолютного возраста слюд в связи с их метаморфизмом. — Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.
- Бухарин А.К., Пятков К.К. К вопросу об эвгеосинклиналях, миогеосинклиналях в переходных структурах (на примере Узбекистана). — Геотектоника, 1973, № 2.
- Варданыц Л.А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. — МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Варданыц Л.А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы (масштаб 1 : 2 500 000). Л., Госгеолтехиздат, 1964.
- Варлаков А.С. Петрография контактово-метаморфических пород, связанных с базитами в районе Бакал-Сатка-Куса (Южный Урал). Автореф. дисс. Свердловск, 1964.
- Васильев В.В., Виньковецкий Я.А., Драгунов В.И. и др. Взаимодействие вещества Земли и пространственно-временные закономерности геологических явлений. — Проблемы развития советской геологии. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т.177. Л., 1971.
- Вахрамеев И.С., Гаррис М.А., Родичева З.И. Выделение герцинских гипабиссальных кислот порфировых интрузий в ирендыкском и баймакском комплексах Баймакского рудного района. — Материалы по геологии и геофизике рудных месторождений восточного склона Южного Урала. Уфа, Изд-во Баш.ФАН. СССР, 1969.
- Верхний докембрий. — Стратиграфия СССР, т. II. Под ред. Б.М. Келлера. М., 1963.
- Веселовская М.М., Иванова З.П., Клевцова А.А. О погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 8.
- Виноградов А.П., Зыков С.И., Задорожный И.К. Изотопный состав свинца и возраст Земли. — Докл. АН СССР, 1952, т.85, № 5.
- Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И. Изотопный состав свинца колчеданных месторождений Урала. — Гесхимия, 1960, № 6.
- Виноградов А.П., Тугаринов А.Н. Геохронологическая шкала докембрия. Труды XV сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., "Наука", 1970.

- Виноградов А.П., Тугаринов А.Н., Кнорре К.Г. и др. О возрасте кристаллического фундамента Русской платформы. — МГК, XXI сессия, Докл. сов. геол. Проблема 3, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградская Г.М. Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т.96, Л., 1963.
- Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И., Стрижов В.П. К геохронологии формаций орогенного комплекса байкалид Енисейского края. Тезисы докл. XVIII сесс. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1973.
- Волочаев Ф.Я., Кукушкин А.И., Львов К.А. К стратиграфии древних толщ Тимана. — Докл. АН СССР, 1967, т.173, № 6.
- Высоцкий К.А., Караченцев С.Г. Черты вольфрамоносности Севера Урала. — Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Гаврилов А.А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М., "Наука", 1967.
- Галимов А.Г. О связи хрусталоносной минерализации Урала с гранитоидным магматизмом. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т.II. Свердловск, 1974.
- Гарань М.И. Западный склон и центральная зона Южного Урала. Стратиграфия СССР, т.II. Верхний девон. М., Госгеолиздат, 1963.
- Гарань М.И. Стратиграфия пограничных слоев докембрия и кембрия на Урале. — Тезисы докл. Всес. совещ. по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Уфа, 1967.
- Гарань М.И. Вопросы корреляции докембрийских, эокембрийско-(вендско)-нижнекембрийских и кембрийских отложений Урала. — Геология СССР, т. XII, кн. 1, М., "Наука", 1969.
- Гарань М.И., Есипов П.М. и др. Геосинклинали области, прилегающие к Русской платформе (Урал). — Стратиграфия СССР, т.II. Верхний докембрий. М., Госгеолиздат, 1963.
- Гаррис М.А. О габбро-диабазы кристаллического фундамента в Западной Башкирии. — Докл. АН СССР, 1955, т.103, № 1.
- Гаррис М.А. Об эпигенетической минерализации в породах кристаллического фундамента и нижней части осадочного покрова Западной Башкирии. — Докл. АН СССР, 1955а, т.105, № 2.
- Гаррис М.А. О возрасте редкометального оруденения Оренбургской области. — Имформ. бюлл. ЮГУУ, № 2. Уфа, 1957.
- Гаррис М.А. Первые результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста горных пород восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Труды VI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гаррис М.А. О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1961.
- Гаррис М.А. Опыт применения калий-аргонового метода для определения возраста колчеданного оруденения Южного Урала. — Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гаррис М.А. Главнейшие возрастны комплексы магматических и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т.I. Свердловск, 1963.

- Гаррис М.А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. — МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Гаррис М.А. Некоторые черты металлогении Урала по геохронологическим данным. — Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Гаррис М.А. Дюжурская история некоторых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования). — МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 6 и 13а. М., "Наука", 1968.
- Гаррис М.А. О времени заложения Уральской эвгеосинклиналиной зоны. — Новые данные по геохронолог. школе в абс. летоисчислении, датирование тектоно-магматич. циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. Тезисы докл. XVII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1971.
- Гаррис М.А. Геохронологическая схема тектоно-магматических циклов геосинклиналиного развития Урала. — Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы, Уфа, Изд-во БашФ. АН СССР, 1972.
- Гаррис М.А. Байкальский магматизм и метаморфизм на Урале и в Мугоджарах. — Там же, 1972а.
- Гаррис М.А. О современных возможностях изотопной геохронологии. — Там же, 1972б.
- Гаррис М.А. Опыт формационного расчленения эндогенных образований Урала и сопредельной части Русской плиты на изотопно-геохронологической основе. — Опред. абс. возр. рудных месторожд. и молодых магматич. процессов". Тезисы докл. XVIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1973.
- Гаррис М.А. Ранний докембрий Урала. — Геохронология СССР, т.-I. Л., "Недра", 1973а.
- Гаррис М.А. Поздний докембрий Урала, Тимана и Мугоджар. — Геохронология СССР, т. I. Л., "Недра", 1973б.
- Гаррис М.А. Основные временные закономерности в истории Земли. — Геол. строение и перспективы нефтегазоносности Зап. Башкирии. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1974.
- Гаррис М.А., Гревцова А.П., Лозовая Л.С. Некоторые дискуссионные проблемы магматизма и тектоники Урала в свете изотопно-геохронологических исследований. — Тектоника и магматизм Урала. М., "Наука", 1974.
- Гаррис М.А., Гревцова А.П., Лозовая Л.С. Палеозой Урала, Тимана и Мугоджар. — Геохронология СССР, т. II. Л., "Недра", 1974а.
- Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Денисенко Е.А. и др. Новые данные к геохронологической шкале Урала. — Труды XI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гаррис М.А., Дядин Н.Н., Закирова Ф.С., Лозовая Л.С., Денисенко Е.А. Система работы на усовершенствованной установке по определению содержания радиогенного аргона в горных породах и минералах. — Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы, вып. 8. Изд-во БашФАН СССР, 1961.
- Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). — МГК, XXII сессия, докл. сов. геол., Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Гаррис М.А., Лапинская Т.А., Сигдиков Б.С., Соловьева Н.Н. Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории

- восточной части Русской платформы. — Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Гаррис М.А., Лозовая Л.С. Каледонский цикл магматизма и метаморфизма на Урале и в Мугоджарах. — Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Гаррис М.А., Лозовая Л.С., Меньшикова Р.Т., Постников Д.В. О критериях пригодности минералов для калий-аргонового датирования. — Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1975.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Геохронология докембрия востока Русской платформы и миогеосинклинали области Урала. — Геохронология докембрия. М., "Наука", 1970.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Геохронологические рубежи позднего докембрия. — Труды XV сессии Комиссии по определению абс. возр. геол. формаций. М. Изд-во АН СССР, 1970а.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Некоторые итоги геохронологического изучения кристаллического фундамента Русской платформы (Волго-Уральская область). — Там же, 1970б.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Геохронология магматических и метаморфических комплексов нижнего докембрия восточной части Русской платформы. — Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Фундамент плиты Русской платформы. Волго-Уральская область. — Геохронология СССР, т. I. Л., "Недра", 1973.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Этапы метаморфизма и омоложенные возрастные значения (по материалам изучения закрытой части фундамента Русской платформы). — Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973а.
- Гаррис М.А., Постников Д.В. Докембрийский чехол Русской платформы. Восточные районы. — Геохронология СССР, т. I, Л., "Недра", 1973б.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Лозовая Л.С. Особенности калий-аргонового датирования метасоматически измененных пород. — Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1974.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Лозовая Л.С. и др. К геологической интерпретации калий-аргоновых датировок. — Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.Н., Васильев В.Л., Меньшикова Р.Т., Денисенко Е.А. О возрасте габброидов Волго-Уральской области. — Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.
- Гаррис М.А., Постников Д.В., Попов Ю.Н., Орлов Л.И. и др. Результаты изучения разреза и керна по опорной скважине 2000 (район г. Туймазы). — Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Гаррис М.А., Пшеничный Г.Н. О возрасте околорудных метасоматитов Гайского месторождения. — Труды XI сессии Комиссии по определению абс. возр. геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гаррис М.А., Пшеничный Г.Н., Зайдис Б.Б. Серцит как изотопный геохронометр. — Вопросы изотопной геологии Урала и востока Русской плиты. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1976.
- Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента Севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 8.
- Геология СССР, т. XII, ч. I, кн. 1, 1968; кн. 2, 1969; Полезные ископаемые, 1973. М., "Недра".
- Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. — Тезисы докл. 2-го петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., "Наука", 1972.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., "Наука", 1968.
- Геохронология СССР, т. I, Докембрий, 1973, т. II, Фанерозой, 1974. Л., "Недра".
- Геохронология докембрия Украины. Под ред. Н.П. Семененко, Киев, "Наукова думка", 1965.
- Герлинг Э.К., Яценко М.Л., Ермолин Г.М. Аргонный метод определения возраста и его применение. — Бюлл. Комиссии по определению абс. возр. геол. формаций, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Гецен В.Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Автореф. дисс. М., 1972.
- Глазунов О.М., Афонин В.П., Перфильева Л.А., Фролова Л.П. Первичная форма концентрации калия и натрия в гипербазитах. — Геохимия, 1973, № 4.
- Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971.
- Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Адданского щита и геохронологические данные. — Абс. возраст докембрийских пород СССР. М.—Л., "Наука", 1965.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2.
- Голдин Б.А., Каримув Н.А. Липаритовые комплексы Полярного и Приполярного Урала. — Сов. геология, 1973, № 10.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Магматические формации и структура байкал-лид Приполярного Урала. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Голдин Б.А., Пучков В.Н. Венд-нижнепалеозойский вулканизм на севере Урала. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. — Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Голдин Б.А., Фишман М.В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинария. Л., "Наука", 1967.
- Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Северного Урала. Л., "Наука", 1973.
- Гоньшакова В.И., Ушакова З.Г., Бугурлинов Н.В. Магматические формации чехла Русской платформы. — Тезисы докл. 2-го петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Грабежов А.И. Редкометалльные граниты Среднего Урала. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Грачев В.А. Петрологические ассоциации и размещение железорудных горизонтов в Салдинском метаморфическом комплексе. — Там же, Свердловск, 1974.

- Гревцова А.П. Абсолютный возраст пород Тагило-Кушвинской сенигто-вой интрузии и связанных с ней контактово-метасоматических железорудных месторождений. - Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Гроздилов А.Л. Этапы развития Земли и математическое выражение их хронологии. - МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 136. М., "Наука", 1968.
- Гумеров Л.Г., Соловьев Ю.С. Драгоценные и поделочные камни. - Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Денисенко Е.А. Об определении энергии активации выделения радиогенного аргона. - Геохимия, 1965, № 1.
- Денисенко Е.А. К характеристике сохранности радиогенного аргона в палеозойских эталонных пробах. - Методические вопросы изотопной геологии. М., "Наука", 1965а.
- Денисенко Е.А. Основные результаты экспериментального изучения миграции радиогенного аргона в горных породах и минералах для целей изотопной геохронометрии. Автореф. дисс. Воронеж; 1969.
- Денисенко Е.А. О выделении радиогенного аргона из слюд, калишпатов и глауконитов при изометрическом отжиге минералов. - Бюлл. Комиссии по определению абс. возр. геол. формаций, вып.9, М., "Наука", 1970.
- Денисенко Е.А. О радиогенном аргоме в амфиболитах, габбро-диабазлах и пироксенитах. - Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН АН СССР, 1972.
- Денисенко Е.А. О пригодности серицита для К-Аг геохронометрии. - Там же. 1972а.
- Дзевановский Ю.К. Замечания по поводу статей А.И. Тугаринова и др. - Изд. АН СССР, серия геол., 1969, № 11.
- Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдавонец Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала. - Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Домрачев С.М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. - Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып.61, М.-Л., 1952.
- Дунаев В.А. О времени амазонитизации в пегматитах Ильменских гор по данным рубидий-стронциевого метода. - Тезисы докл. 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. IV. Свердловск, 1966.
- Дунаев В.А. Некоторые дополнительные сведения о магматизме в тараташской свите по данным рубидий-стронциевого метода. - Минералы изверженных горных пород и руд Урала. М., "Наука", 1967.
- Дунаев В.А. О возрасте некоторых уральских гранитоидов по данным рубидий-стронциевого изохронного метода и о петрологическом значении первичного отношения  $Sr^{87}/Sr^{86}$ . - Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. VI. Свердловск, 1968.
- Дунаев В.А., Дурнева Н.Н. О возрасте пород из района Кусянско-Копанской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. - Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте Ильменских гор. - Ежегодник 1969. ИГТ УФАИ СССР, Свердловск, 1970.

- Дунаев В. А., Овчинников Л. Н., Краснобаев А. А. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор (Средний Урал). - Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 5.
- Дунаев В. А., Панова М. В., Степанов А. И. К вопросу о возрасте нефелиновых сиенитов Бердяшского плутона. - Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Сб. 2. Труды ИГТ УНЦ АН СССР, вып. 93. Свердловск, 1972.
- Дунаев В. А., Степанов А. И., Панова М. В. Возраст пород Копанско-Кусинской интрузии. - Ежегодник 1969. ИГТ УФАИ СССР. Свердловск, 1970.
- Дунаев В. А., Степанов А. И., Панова М. В. Возраст пород Копанско-Кусинской интрузии и время их метаморфизма (Южный Урал). - Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Дымкин А. М., Шербак В. Н. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск, "Наука" 1973.
- Евдокимов Ю. Б. Нижний палеозой западного склона Поляного Урала. - Труды НИИГА, т. 102, вып. 10. Л., 1959.
- Евлентьев И. В. О возрасте немых толщ Зауральского антиклинория. - Изв. АН Каз. ССР, серия геол. 1970, № 3.
- Ершов В. М., Марков С. Н., Хайретдинов Р. К. Абсолютный возраст пород зигальгинской свиты Урала. - Геохимия, 1969, № 5.
- Ефимов И. А., Бурд Г. И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар. - Сов. геология, 1970, № 11.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы. М., "Наука", 1972.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифейских отложений Южного Урала. - Сов. геология, 1967, № 9.
- Журавлева З. А., Мамаев Н. Ф. Морские отложения венда на восточном склоне Южного Урала. - Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала. Труды ИГТ УНЦ АН СССР, вып. 87. Свердловск, 1970.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. - Труды Геол. ком-та, нов. серия, вып. 122, ч. 3, 1927.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. - Избранные труды, т. II, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Зайдис Б. Б. Применение гидрослюдистых минералов для изучения времени катагенеза и метаморфизма горных пород. Автореф. дисс. Киев, 1973.
- Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., "Недра", 1970.
- Захарова А. А. Петрографический состав и метаморфизм горных пород из силурийских и девонских конгломератов западного крыла Магнитогорского мегасинклиория. Автореф. дисс. Свердловск, 1971.
- Зверева Г. Ф. Пегматиты Слюдяногорского месторождения на Среднем Урале. - Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. - Труды ИГТ УФАИ СССР, вып. 71. Свердловск, 1966.
- Золоев А. А. Асбест. - Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М., "Наука", 1974.

- Иванов С. Н., Логинов В. П., Нечеухин В. М., Прокин В. А., Штейнберг Д. С. Научные основы прогнозирования эндогенных месторождений медных руд на Урале: - Рудная база Урала. М., "Наука", 1972.
- Иванова А. М. Верхнекембрийские и ордовикские отложения Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. - Труды НИИГА, т. 96, вып. 8. Л., 1959.
- Иванова Т. В. Геохимическое изучение некоторых малых элементов с целью выяснения условий образования рифейско-вендских отложений Западнoй Башкирии. Автореф. дисс., М., 1973.
- Иванова Т. Н., Унксов В. А. Формация гранитоидов в различных типах структурно-формационных зон подвижных поясов СССР (закономерности геосторического и пространственного размещения). - МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. М., "Наука", 1972.
- Ивенсен Ю. П. Магматизм Тимана и п-ва Канин. М., "Наука", 1964.
- Ивлев А. И., Лазарев П. В., Первов В. П., Подсосов А. И. и др. Меднорудные месторождения Урала. - Рудная база Урала. М., "Наука", 1972.
- Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. О соотношении оруденения Весеннего месторождения и Кошенсайского массива гранодиоритов. - Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Стрижов В. П. Новые данные о возрасте нижних свит нижебавлинской серии Волго-Уральской области. - Геохимия, 1967, № 4.
- Казаков Г. А., Малышева Т. В., Саратова Л. И. Степень пригодности глаукоцитов для определения абсолютного возраста К-Аг методом по данным мессбауэровской спектроскопии. - Состояние методических исследований в области абс. геохронологии, в том числе новейших геологических образований. Тезисы докл. на методич. симпозиуме. М., 1972.
- Казаков Р. С. О баритоносности верхнепротерозойских отложений западного склона Южного Урала. - Материалы по геологии и полезных ископаемых Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкиргоиздат, 1972.
- Карпова О. В. Титановая минерализация Копанского и Маткальского габбровых массивов Южного Урала. Автореф. дисс. М., 1971.
- Карта магматических формаций СССР (масштаб 1 : 2 500 000) и "Краткая объяснительная записка". ВСЕГЕИ. Л., 1971.
- Карякин А. Е., Смирнова В. А. Интрузивы, дайки и хрусталеносность Приполярного Урала. - Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Касымов М. А. О находке фауны среднего кембрия в Мугоджарах. - Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою. Тезисы докл. Алма-Ата, 1971.
- Кейльман Г. А. Гнейсовые комплексы Урала. - Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука", 1971.
- Кейльман Г. А., Гревцова А. П., Паняк С. Г. Радиологическая геохронология гнейсовых комплексов Урала. - Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Келлер Б. М. Верхний протезой Русской платформы (рифей и венд). М., Изд-во МГУ, 1968.
- Келлер Б. М. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 1.
- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. - Общая геология, серия "Итоги науки и техники", т. 5. М., ВИНТИ, 1973 а.

- Келлер Б. М. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. - Сов. геология, 1973б, № 6.
- Келлер Б. М. Общая схема стратиграфии верхнего докембрия (рифей) Русской (Восточно-Европейской) платформы. - Тезисы докл. Совещания по верхнему докембрию (рифей) Русской платформы. М., 1974.
- Кирсанов В. В. Трапповый магматизм рифей и венда в центральных и восточных областях Русской платформы. - Докл. АН СССР, т. 167, № 1, 1966.
- Клевцова А. А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде. - Изв. Высших уч. Геология и разведка. 1972, № 8.
- Клевцова А. А., Иванова Т. В. Литолого-геохимические особенности рифейских отложений востока Русской платформы. - Труды ВНИГНИ, вып. 121, М., 1972.
- Кляровский В. М. Геохронология горных областей юго-западной части обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Ковальчук Г. М., Моркович Е. М., Фадеева И. З. Палеоботаническая характеристика нижнемезозойских отложений Казахстана. - История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. Труды Лабор. геол. угля АН СССР, ч. 3. М., "Наука". 1963.
- Козлов В. И. К вопросу о строении уских и ашинских отложений верхнего протерозоя Южного Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 7.
- Кожевников К. Е. Гидротермальные месторождения. "Геология СССР", т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Кольцова Т. В. Образование соединений аргона при выделении его из фторсодержащих минералов. Автореф. дисс. Л., 1958.
- Комлев Л. В. Некоторые вопросы абсолютной геохронологии докембрия Украины. - Научн. докл. высшей школы. Геол.-геогр. науки, № 1. Изд-во "Сов. наука", 1958.
- Комлев Л. В., Львов Б. К., Данилевич С. И., Крюкова Н. Ф., Михалевская А. Д. Абсолютный возраст гранитоидов Качкарского комплекса (Южный Урал). - Уч. зап. ЛГУ, № 312, 1962.
- Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л., "Недра", 1973.
- Котловская Ф. И., Зайдис Б. Б., Величко В. П. О катионном обмене в слюдах в связи с изучением сохранности в них радиогенного аргона. - Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Краснобаев А. А. Морфологические особенности и альфа-свинцовый возраст цирконов из различных геологических образований Урала. - Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Краснобаев А. А. Альфа-свинцовый метод и особенности строения цирконов из очковых гнейсов тараташской и песчаников зильмердакской свит. - Минералы изверженных горных пород и руд Урала. М., "Наука", 1967.
- Краснобаев А. А., Бибикина Е. В., Грачева Т. В. Беломорский метаморфизм гнейсов Сысертско-Ильменогорского антиклинория. - Магматизм, метаморфизм и орудение в геологической истории Урала. - Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Краснобаев А. А., Грачева Т. В., Бибикина Е. В. К проблеме возраста субстрата Сысертско-Ильменогорского антиклинория. - Тезисы докл. сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., 1973.

- Краснобаев А. А., Козлов В. И., Бородина Н. С., Богатырева Г. И. Новые данные о геологическом строении метаморфических образований Урал-Тау. - Ежегодник 1972. ИГТ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973.
- Краснобаев А. А., Свяжин Н. В., Траянова М. В. Абсолютный возраст пород тараташской свиты на Урале по данным альфа-свинцового метода. - Методические вопросы изотопной геологии. М., "Наука", 1965.
- Краснобаев А. А., Фоминных В. Г., Степанов А. И. и др. О возрасте габбро-нортов Копанско-Кусинской интрузии - реликтов древнейших интрузивных пород Урала. - Ежегодник 1971. ИГТ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972.
- Краснова В. Н. К вопросу о возрасте гранитоидов Суундукского массива. - Уч. зап. СГУ, вып. геол, т. 67. Саратов, 1961.
- Кратц К. О., Чернов В. Н. Геологические формации и некоторые особенности палеотектоники раннего протерозоя Балтийского щита. - Литология докембрия. Л., "Наука", 1971.
- Крылов А. Я. Абсолютный возраст пород Центрального Тянь-Шаня и применение аргонового метода к метаморфическим и осадочным породам. - МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Крылов А. Я., Силин Ю. И. Применение аргонового метода определения возраста в морской геологии и палеогеографии. - Химия земной коры, т. I. М., "Наука", 1963.
- Крылов И. Н. Строматолиты пограничных слоев докембрия и нижнего кембрия. - Тезисы докл. Всес. совещ. по стратиграфии пограничных отложений докембрия и кембрия. Уфа, изд-во БашФАН, 1967.
- Ксенофонов О. К. Магматизм и металлогения Южного Зауралья. - Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I, Свердловск, 1974.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Кулешов Г. Ф. Слюда - мусковит. "Геология СССР," т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Куликов П. К. Геологическое строение и развитие Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М., "Недра", 1968.
- Лазарев П. В., Прокин В. А., Шумихин Е. А. Комплексная эндогенно-металлогеническая карта Башкирского Урала. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкиргоиздат, 1972.
- Лазько Е. М., Кирилук В. П., Лысак А. М., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия. - МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1. Л., "Наука", 1972.
- Лазько Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А. К проблеме формационного анализа высокометаморфизованных пород нижнего докембрия. - Геол. формации. Л., 1968.
- Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространенность. - Труды МИНХ и ГП, вып. 38. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Лапинская Т. А., Богданова С. В. Основные черты геологического строения и главнейшие метаморфические и магматические комплексы докембрийского фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. -

- Тезисы докл. 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Лебедев П. Н. Гранитизированные породы в Кочкарском районе (Южный Урал). - "Бюлл. науч.-техн. информ. Госгеолкома СССР", 1963, № 1 (45).
- Левин В. Я., Кутепова Л. А. Состав и строение нефелин-сиенитовых пегматитов как показатели их генезиса. - Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал) - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.
- Ленных В. И. Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала (по данным калий-аргонового метода). Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Ленных В. И. О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала. - Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Ленных В. И. Об "удревнении" калий-аргонового возраста основных пород в тараташском комплексе и зоне Зюраткульского разлома. - Ежегодник 1972. ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1973.
- Ленных В. И. Эклогит-глаукофан-сланцевая формация Южного Урала. Автореф. дисс. Свердловск, 1973 а.
- Ленных В. И., Паламарь Н. П. О возрасте магматических и метаморфических пород Мугоджар (по данным калий-аргонового метода). Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1969.
- Ленных В. И., Петров В. И. Новые данные по магматизму и метаморфизму западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития. - Тектоника и магматизм Южного Урала. М., "Наука", 1974.
- Леонов Г. П. Проблема цикличности в истории Земли - Вестн. МГУ, серия IV (геология). 1962, № 4.
- Лобанова Г. И., Зверев А. Т., Миловский А. В. Субвулканические и экстрезивные тела южной части Центрально-Уральского поднятия и связь с ними ртутного оруденения. - Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ. т. I. Свердловск, 1974.
- Лозовая Л. С. О возрасте интрузивных образований Магнитогорского рудного района по данным калий-аргонового метода. - Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. Тезисы докл. научной сессии, ч. 2. Уфа, 1970.
- Лозовая Л. С. Мезозойский этап вулканизма на Урале. - Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Лозовая Л. С., Гаррис М. А., Гревцова А. П. Герцинский цикл магматизма и метаморфизма на Урале. - Там же, 1972.
- Лозовая Л. С., Лозовой М. В. О возрасте гранитоидов Кумакского района. - Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы, вып. 8. Уфа, изд-во БашФАН СССР, 1961.
- Лозовая Л. С., Попов Ю. Н. Геохронология гранитоидов и постмагматических метасоматитов восточного склона Южного Урала. - Абс. датирование

- тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Лукошков В. Н. Железистые кварциты в древних толщах восточного склона Урала. - Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала. Труды ИГТ УФАИ СССР, вып. 87. Свердловск, 1970.
- Лучинин И. Л. Позднебайкальская гранит-дипаритовая формация в северной части Центрально-Уральского поднятия. - Вулканогенные образования Урала. Свердловск, 1968.
- Лучинин И. Л., Еремеев С. П., Шаталов Г. А. и др. Субсквентный магматизм Урала и его металлогенические особенности. - Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Львов Б. К. Геолого-петрографические и минерало-геохимические особенности герцинских интрузий восточного склона Южного Урала. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. III Свердловск, 1963.
- Львов Б. К. Петрология, минералогия, геохимия гранитоидов Кочкарского района (Южный Урал). Изд. ЛГУ, 1965.
- Львов Б. К., Кетрис М. П., Петрова Н. И. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Урала. - Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ. т. 4. Свердловск, 1971.
- Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. - Соц. геология, 1957, № 55.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., "Недра", 1969.
- Магнуссон Н. Г. Стратиграфия докембрия Швеции, расположенного вне каледонских горных сооружений. - МГК, XXI сессии, вып. 1. М., ИЛ, 1963.
- Мазарович А. Н. Об основных единицах геохронологии. ДАН СССР, т. 58, № 3, 1947.
- Малахов И. А., Шилова Т. А., Телегин Б. А. Хромиты. - Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Малышев А. Г., Скобель Л. С. О связи хрусталеносности Неройского жильного поля с тектоникой, магматизмом и метаморфизмом пород. - Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Мальков Б. А. Новые данные о возрасте досидурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. - Докл. АН СССР, 1966, т. 170, № 3.
- Мальков Б. А. О возрасте диабазов в быструхинской свите рифея Среднего Тимана. - Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4.
- Мальков Б. А. Перспективы алмазоносности Тимана и новые минералогические критерии поисков кимберлитов. - Геология, магматизм и металлогения Тимана. Тезисы докл. Сыктывкар - Ухта, 1973.
- Мальков Б. А., Мельников Б. М. Жильные щелочные габброиды, лампрофиры и псевдолампрофиры Северного Тимана. - Петрология и минералогия Приполярного Урала и Тимана. М.-Л., "Наука", 1966.
- Мальков Б. А., Плякин А. М., Естафьева А. Д. О возрасте диабазов Четдасского камня. - Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Сыктывкар. Изд-во Коми ФАН СССР, 1972.
- Мальков Б. А., Пучков В. Н. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. - Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып. 4. Сыктывкар, 1963.

- Мальков Б. А., Силин Ю. И., Цовбун Я. М. К вопросу о возрасте диабазов в составе метаморфических толщ Тимана. - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 7.
- Малютин Н. Б. Новые данные о тектонике и магматизме Среднего Зауралья. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Малютин Н. Б. Нижнемезозойские эффузивы Среднего Зауралья. - Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Труды 1-го Уральск. петрограф. совещ., т. II. Свердловск, 1963.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. - Труды ИГГ УФАИ СССР, вып. 73. Свердловск, 1965.
- Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. М., "Наука", 1967.
- Мамаев Н. Ф. Проблематические органические остатки в песчаниках тогузак-аятской свиты в Южном Зауралье. - Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала, вып. 87. Свердловск, 1970.
- Мануйлова М. М., Неелова А. Н., Никитина Л. П. Принципы расчленения и корреляции докембрия Восточной Сибири. - Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., "Наука", 1968.
- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций. - Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. 4-е Всес. петрогр. совещ. М., "Наука", 1972.
- Марейчев А. М., Попович Н. И. Свинцово-цинковое оруденение Полярного Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Маслов М. А. Металлогенические зоны и рудные формации Пай-Хоя. - Там же, 1972.
- Миннер В. В., Штрейс Н. А. О тектонических аспектах геохронологической школы. - Проблемы георетической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Миловский А. В. Сопоставление этапов тектоно-магматической активности Мугоджар, Урала и Тянь-Шаня (на основании определения возраста пород аргонным методом). - МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы 6 и 13а. М., "Наука", 1968.
- Миловский А. В. Геология и геохимия метаморфических толщ Мугоджар. Автореф. дисс., М., 1973.
- Миловский А. В., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Возраст горных пород и кварцевых жил Мугоджар по данным свинцово-изотопного метода. - Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. VI. Свердловск, 1968.
- Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода. - Вестн. МГУ, серия геол., 1965, № 5.
- Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами. - Геохимия, 1962, № 8.
- Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А. Особенности формирования магматогенных и ультраметабазитных формаций раннего докембрия. - Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. Труды 4-го Всес. петрограф. совещ., ч. 1. М., "Наука", 1972.

- Младших С. В., Аблизин Б. Д. Верхний докембрий Среднего Урала. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 2
- Молдавандцев Ю. Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., "Наука", 1967.
- Москалева С. В. Гипербазиты Урала и их хромитоносность. Автореф. дисс. Л., 1972.
- Муратов Н. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. — МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1972.
- Муратов В. М. Происхождение материков и океанических впадин. М., "Наука", 1975.
- Мурина Г. А., Сприндсон В. Д. К вопросу о миграционной способности калия и аргона. — Труды VII сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Найденев Б. М. О первичной дифференциации вещества Земли и вычислении геохроны. — Изв. АН СССР, 1972, № 1.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Настасенко Е. В., Плякин А. М. Агатовая минерализация базальтов Тимана. — Геология, магматизм и металлогения Тимана. Сыктывкар—Ухта, 1973.
- Овчинников Л. Н. К вопросу определения абсолютного возраста рудных месторождений Урала. — Геохимия, 1968, № 6.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Труды ГГИ УФАН СССР, вып. 39, 1960.
- Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст рудных месторождений Урала по данным аргонового метода. — Труды VII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Овчинников Л. Н., Буслаев Ф. П., Панова М. В. и др. Исследование околорудных метасоматитов Гайского колчеданного месторождения в связи с их использованием для определения абсолютного возраста. — Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. О датировании рудных месторождений. — Новые данные по геохронологич. шкале в абс. летоисчислении, датирование тектоно-магматич. циклов, процессов рудообразования и вопросы интерпретации цифр. Тезисы докл. XVII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1971.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. Абсолютный возраст интрузивных и метаморфических образований Воронежского кристаллического массива. — Тезисы докл. 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н., Малярова Г. В., Соколова Н. А. Возраст некоторых метаморфических и интрузивных образований Воронежского кристаллического массива. — Новые данные абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1974.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. Израндит – древнейшая горная порода Урала. – Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала. – Глубинное строение Урала. М., "Наука", 1968.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. – МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1964.
- Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. Об абсолютном возрасте геологических образований Ильменских гор. – Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 5.
- Овчинников Л.Н., Коган Р.И. О применении методов математической статистики при интерпретации данных абсолютного возраста геологических образований. – Геолого–радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Овчинников Л.Н., Меттих Л.И. О химическом и минеральном составе серицитовых пород колчеданных месторождений. – Магматизм и метаморфизм. Металлогения Урала. Тезисы докл. 1-го Уральского. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1961.
- Овчинников Л.Н., Панова М.В., Дунаев В.А. Сопоставление абсолютного возраста палеозойских эффузивов Урала с биостратиграфическими данными. – Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Овчинников Л.Н., Панова М.В., Подлесова Р.Г., Шангареев Ф.Л. Результаты определения абсолютного возраста геологических образований Урала, полученные калий–аргоновым методом в 1963–1964 гг. – Абс. датирование тектоно–магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Овчинников Л.Н., Панова М.В., Шангареев Ф.Л. Абсолютный возраст различных типов метаморфических образований Урала. – Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. – Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральского. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1969.
- Овчинников Л.Н., Шур А.С., Дунаев В.А. Об абсолютном возрасте геологических образований Урала. – Труды VII сессии Комиссии по определению абс. возр. геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Овчинников Л.Н., Шур А.С., Панова М.В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных, метаморфических и осадочных образований Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 10.
- Огарин И.С., Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., "Наука", 1973.
- Огарин И.С., Сенченко Г.С. Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале. – Тектоника и магматизм Урала. – М., "Наука", 1974.
- Осадчук М.И. Некоторые замечания по книге В.А.Разницына Тектоника Южного Тимана. "Наука", 1964. – "Геотектоника", 1968, № 1.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., "Недра", 1967.
- Охотников В.П. Магматизм Центрально–Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале. – Труды ИГТ УНЦ АН СССР, вып. 95, 1972.

- Павлов Н.В., Чупырина Н.А. Некоторые итоги изучения процессов формирования хромитовых месторождений в Кемпирсайском ультраосновном массиве. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 1.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол., 1962, вып. 5.
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 5.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — Труды ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. М., "Наука", 1964.
- Павловский А.Б., Маршукова Н.К., Малышев В.И., Пантелеев А.И. Возраст гранитоидов Сарыжазского рудного района в Восточной Киргизии и связанного с ними оловянного оруденения. — Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Палей И.П. Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита. — Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Панков Ю.Д., Петров В.И., Гоголан А.М. О генезисе магнетитовых кварцитов Таратаского комплекса. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Пейве А.В., Силицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Петренко А.А. Роль и значение древних толщ при тектоническом районировании восточного склона Южного Урала. — Бюлл. МОИП, серия геол., т. 24 (I), 1949.
- Петров Б.М. О возрастном расчленении раннедокембрийских образований Воронежского массива. — Определ. абс. возр. рудных месторожд. и молодых магматич. процессов (Тезисы докл. XVIII сессии Комиссии по определ. абс. возраста геол. формаций). М., 1973.
- Полевая Н.И. О геологической интерпретации данных радиологических методов. — Материалы к 2-му семинару по методам определ. абс. возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению к  $Ar^{40}/K^{40}$  в глауконитах. — Труды Лабор. геол. докембрия, 1962, вып. 12.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А., Мурина Г.А. Глауконит как индикатор геологического времени. — Геохимия, 1960, № 1.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. — Труды VII сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Половинкина Ю. Ир. О понятии формации и формационного анализа в геологии. — Геологические формации. Л., 1968.
- Попов И.Б., Аблизин Б.Д. Силлы зеленокаменных диабазов г. Юбрьшки и связанное с ними титано-магнетитовое оруденение. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Попов Ю.Н., Денисенко Е.А., Меньшикова Р.Т. Определение радиоген-аргона методом изотопного разбавления аргоном, обогащенным  $Ar^{36}$ . —

- Материалы к 3-му семинару по методам определения абс. возраста минералов и горных пород. Л., 1967.
- Постников Д.В. Разрез нижнего докембрия в Туймазинском районе. - Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 5.
- Постников Д.В. Диабазовые породы додевонских отложений Башкирии и их соотношение с осадочной толщей. - Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Урала, вып. 12. Уфа, Изд-во БашФАН, 1968.
- Постников Д.В. О возможности калий-аргонового датирования глинистых и вулканогенных пород (на примере девона Волго-Уральской области). - Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Постников Д.В. Новые геохронологические данные по верхнему докембрию Русской платформы. - Тезисы докл. Совещания по верхнему докембрию (риффею) Русской платформы. М., 1974.
- Постников Д.В., Аршинов Ю.П., Гревцова А.П., Меньшикова Р.Т. Радиологическое обоснование развития архея в глубинных зонах фундамента Русской плиты. - Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., 1975.
- Постников Д.В., Гаррис М.А. Геохронология магматических и метаморфических комплексов нижнего докембрия восточной части Русской платформы. - Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972.
- Постников Д.В., Удовиченко Э.М. Анатектиты и метасоматиты в составе отложений докембрия северных районов Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 3.
- Потапов И.И. Геотектоника. Изд-во Ростовского ун-та, 1964.
- Потапьев В.В. К вопросу о геологическом строении Магнитогорского района и направлении поисковых работ на железные руды. - Инф. бюлл. геол. управлений, № 17, Уральское геол. управление. Свердловск, 1958.
- Принципы и методика составления металлогенических карт Урала. Л., "Недра", 1967.
- Прокин В.А. Связь сульфидных месторождений эвгеосинклинальных областей с магматизмом и метаморфизмом (на примере Южного Урала). - Геол. рудных месторожд., 1972, № 1.
- Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Автореф. дисс. Свердловск, 1973.
- Прокин В.А., Тесаловский М.Д. Основные черты эндогенной металлогении Южного Урала. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкиргоиздат, 1972.
- Пронин А.А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. - Труды ГПИ УФАН СССР, вып. 51. Свердловск, 1960.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М. - Л., "Наука", 1965.
- Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. - Л., "Наука", 1969.
- Пронин А.А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., "Наука", 1969а.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Каледонский цикл. Л., "Наука", 1971.
- Прямоноссов П.С. Типы эндогенных металлогенических зон, их рудные формации и металлогенические эпохи Урала. Автореф. дисс. Свердловск, 1970.

- Прямоносов П.С., Нечаев П.В. Комплексная металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала. – Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 12. М., "Недра", 1967.
- Раабен М.Е. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. – Труды ГИН АН СССР, вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Раабен М.Е. Верхний рифей как подразделение общей стратиграфической шкалы. Автореф. дисс. М., 1971.
- Раабен М.Е. Верхний докембрий как биостратиграфическая единица. – МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 1. М., "Наука", 1972.
- Раабен М.Е. Еще раз об одной геохронологической дате Уральского типового разреза рифея. – Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 1.
- Размещение зон нефтегазонакопления в Западной Сибири. Л., "Наука", 1974.
- Разницын В.А. Тектоника Среднего Тимана. Л., "Наука", 1968.
- Разницын В.А. О стратиграфической схеме рифея Тиманского кряжа. – Рифей Центрального сектора Арктики. Труды НИИГА, Л., 1972.
- Роненсон Б.М., Левин В.Я., Баженова А.Г., Любимова Л.В. Щелочные интрузии Ильменских и Вишневых гор. – Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. IV. Свердловск, 1971.
- Ротарь А.Ф., Швецов П.Н. Вулканогенные породы машакской свиты района г. Яман-Тау. – Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Уфа, Изд-во БашАН СССР, 1973.
- Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. – Труды ГИ АН Груз.ССР, нов. серия, вып. 11, 1967.
- Рубинштейн М.М. Орофазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии. – Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967а.
- Рубинштейн М.М., Буадзе В.И., Бенидзе Г.М. О возрасте колчеданного оруденения Северного Кавказа. – Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Румянцева Н.А., Мазина Е.А., Молдаванцев Ю.Е. и др. Опыт составления Уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1 : 2 500 000). – Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1969.
- Рундквист Д.В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых. – Проблемы развития советской геологии. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 177, Л., 1971.
- Рупасова З.Г. Абсолютный возраст гранитных интрузий и кайнотипных эффузивов Зауралья. – Абс. датирование тектоно-магматич. циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М., "Наука", 1966.
- Русинов М.И. Краткая характеристика редкометального оруденения, связанного с верхнепалеозойскими гранитами Зауральского поднятия. – Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Рыжков Е.Ф. Прочее горнорудное сырье. – Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Салоп Л.И. Геологическая интерпретация данных аргонного метода определения абсолютного возраста горных пород. – Геология и геофизика, 1963, № 1.

- Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. – Статья первая. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 45, 1970, № 4; Статья вторая. Там же, 1970, № 5.
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., "Недра", 1973.
- Салоп Л.И., Мурина Г.А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. – Сов. геология, 1970, № 6.
- Свяжин Н.В., Левин В.Я. Щелочный магматизм Урала. – Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. 4. Свердловск, 1971.
- Семененко Н.П. О сравнении докембрия Восточно-Европейской и Канадской платформ. – Сов. геология, 1966, № 1.
- Семенко Н.П. Детализация хронологической шкалы докембрия. – Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.
- Семенко Н.П. Континентальная кора. – "Наукова думка", Киев, 1975.
- Семенко Н.П., Бурксер Е.С., Ивантишин М.Н. Определение возраста глинисто-сланцевых и филлитов. – Бюлл. Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Семенко Н.П., Зайдис Б.Б., Нечаев С.В. О возможности прямого определения времени катагенеза терригенных пород. – Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., "Наука", 1973.
- Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. Автореф. дисс. М., 1972.
- Семихатов М.А. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия: состояние и перспективы". – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 9.
- Сергеев О.П. К вопросу о петрохимической эволюции магматических пород магнитогорского комплекса, – магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1974.
- Сергиевский В.М. Основные закономерности развития тектонических структур, магматизма и металлогении Урала. – Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Сергиевский В.М. Вулканизм. – Геология СССР, т. XII ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Сердюченко Д.П. Граниты Южного Тимана и их аксессуарные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ситдииков Б.С. Петрография и состав кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань. Изд-во Каз. ун-та, 1968.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969.
- Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. О возрасте гранитных интрузий Урала. – Докл. АН СССР, нов. серия, 1963, т. 15, № 6.
- Смирнов Ю.Д. Выступление на 1-м Уральском петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.
- Смирнов Ю.Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. – МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 10. М., "Недра", 1964.
- Смирнов Ю.Д., Лукьянова Л.И., Воынин А.Ф. Ультраосновные и щелочно-базальтоидные магматические комплексы Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Соболев И.Д. Тектоника и магматизм Урала. – Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.

- Соболев И.Д. Краткий очерк тектонического развития. — Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Соболев И.Д. Основные черты и проблемы геологического строения Урала. Рудная база Урала. М., "Наука", 1972.
- Соболевская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. — Тезисы докл. Совещания по проблемам тектоники. М., 1962.
- Соботович Э.В. Гетерогенность земного вещества и возраст Земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.
- Соботович Э.В., Искандерова А.Д., Каменев Е.Н. и др. Новые данные об азойском возрасте древнейших образований Земли (земля Эндерби и Охотский массив). — Тезисы докл. XVIII сессии. Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, М., 1973.
- Соловьев Н.Н., Шумихин Е.А. Титановое оруденение на Южном Урале. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 5. Уфа, Башкиргоиздат, 1972.
- Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Основные черты геотектонической истории Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии в связи с закономерностями распределения флюорита, барита и некоторых других полезных ископаемых. — Труды ГИ, № 36, Казань, 1973.
- Сомов М.М. Некоторые особенности флюоритовой минерализации Пай-Хоя. — Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Старик И.Е. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Струве Н.В. Магнитогорский магматический комплекс. — Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Труды ИГГ УФАИ СССР, вып. 85, Свердловск, 1970.
- Ступникова Н.И., Зыков С.И., Миловский А.В., Бурмин Ю.А., Зверев В.Л. О возрасте метаморфических и метасоматических пород Мугоджар. — Вест. МГУ, серия геол., 1964, № 5.
- Ступникова Н.И., Зыков С.И., Минеев Д.А. Возраст пород Среднего и Южного Урала по данным свинцово-изотопного метода. — Геохимия, 1962, № 7.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра", 1973.
- Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.—Л., "Наука", 1967.
- Тарасов Л.С., Зыков С.И. Геохронология докембрия Карелии и Кольского полуострова по изотопно-свинцовым данным. — Стратиграфия и абс. геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. (Тезисы науч. конф.) Л., 1967.
- Тарханеев Р.Б., Ломаев А.В. Тальк и тальковый камень. — Геология СССР, т. XII. Полезные ископаемые. М., "Недра", 1973.
- Тектоническая карта Евразии (масштаб 1 : 5 000 000). Ред. А.Л. Яншин. М., 1966.
- Тимергазин К.Р. О разделении бавлинского комплекса востока Русской платформы на три серии. — Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 8. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1962.
- Трушелев М.Г. Медно-свинцово-цинковые месторождения на р. Илыч (западный склон Северного Урала). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Горошенко Г.Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита. — Геохимия, 1968, № 9.

- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А. Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита. — Тезисы докл. XVIII сессия Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1973.
- Тугаринов А.И., Бибилова Е.В., Краснобаев А.А., Макаров В.А. Геохронология Уральского докембрия. — Геохимия, 1970, № 4.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материка. М., "Недра", 1970.
- Тугаринов А.И., Зыков С.И., Бибилова Е.В. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. — Геохимия, 1963, № 3.
- Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Краткая геологическая и геохронологическая характеристика гранитоидов Нигерии. — Геохимия гранитоидов Нигерии, 1973.
- Тужикова В.М. Об эпохах мезозойского угленакопления на восточном склоне Среднего Урала и в Среднем Зауралье. — Труды ГТИ УФАН СССР, вып.32. Свердловск, 1959.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. Особенности их вещественного состава и генезис (на примере хребта Марун-Кей). Автореф. дисс. М., 1966.
- Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала (на примере южной части хребта Марун-Кей). М., "Наука", 1971.
- Удовкина Н.Г. Особенности вещественного состава эклогитов Урала и возможные перспективы их алмазоносности. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. II. Свердловск, 1974.
- Удовкина Н.Г. Геологическая позиция и возраст эклогитов Урала. — Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы (Тезисы докл. XIX сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1975.
- Устиев Е.К. Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Утехин Г.М., Гриб В.П. О возрасте рудной минерализации полуострова Канин. — Геология, магматизм и металлогения Тимана. Тезисы докл. Сыктывкар — Ухта, 1973.
- Ферштагер Г.Б. Основные черты геологии интрузивного комплекса Магнитогорского рудного поля. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Ферштагер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, Изд-во УФАН СССР, 1966.
- Ферштагер Г.Б. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала. — Ежегодник 1970. ИГТ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1971.
- Фирсов Л.В., Николаев И.В., Лебедев Ю.Н., Солнцева С.М. Состав, происхождение и абсолютный возраст слюдяных минералов синих глин нижнего кембрия Прибалтики. — Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука", 1971.
- Фишман М.В. Новые данные о возрасте гранитоидной формации Урала. — Докл. АН СССР, 1962, т.145, № 2.
- Фишман М.В. Гранитоидные интрузии Приполярного Урала и особенности их металлогении. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1963.
- Фишман М.В. Гранитоиды приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Автореф. дисс. Сыктывкар, 1971.

- Фишман М.В., Голдин Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Доордовикские гранитоиды центральной части Приполярного Урала (гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс). Труды ИГ Коми ФАН, СССР, вып. 5. Сыктывкар, 1965.
- Фишман М.В., Голдин Б.А. Основные этапы магматизма и метаморфизма в Центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. — Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып. 13. Сыктывкар, 1969.
- Фишман М.В., Голдин Б.А., Юшкин Н.П. Магматические формации западной и центральной зон севера Урала и Пай-Хая. — Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. Труды 4-го Всес. петрогр. совещ., ч.2. М., "Наука", 1972.
- Фишман М.В., Симаков Г.В., Голдин Б.А. Гранитоидные интрузии верховий рек Большого Паточа, Малого Паточа и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение. — Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып. 1. Сыктывкар, 1960.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала. — Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып. 13. Сыктывкар, 1969.
- Фонарев В.И., Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Рошкован Г.Р. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугоджар. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
- Хабаков А.В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. — Зап. Всерос. Мин. об-ва, ч. 64, № 1, 1935.
- Хаин В.Е. Основные тенденции в развитии земной коры (литосферы). — МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., "Наука", 1972.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. "Недра", М., 1973.
- Харлей П.Н. Возраст Земли. ЗИФ, М. — Л., 1962.
- Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1952.
- Холмс А., Каэн Л. Геохронология Африки. — Радиологические методы определения абс. геол. времени. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Хомяк Т.П., Рудницкий П.М., Сухинин П.М. Новые определения возраста и некоторые итоги геохронологических исследований в центральной части Украинского щита. — Опред. абс. возраста рудных месторожд. и молодых магматических процессов. Тезисы докл. XVIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1973.
- Хорева Б.Я. Метаморфические и ультраметаморфические формации, принципы их выделения и классификации. — Геологические формации. ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Черменинова И.В. Новые данные о докембрии восточного склона Урала. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3.
- Черменинова И.В. Стратиграфия и условия образования некоторых терригенных толщ нижнего палеозоя на восточном склоне Урала. — Стратиграфия нижнего палеозоя и верхнего докембрия Урала. Труды ИГТ УФАИ СССР, вып. 87. Свердловск, 1970.
- Черный В.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П. Основные черты геологического строения и формационные типы кристаллических пород тимана и докембрийского складчатого основания Печорской синеклизы. — Тезисы докл. 2-го петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Чернышев Н.М., Усенко И.С., Богачев А.К. и др. Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы нижнего докембрия Русской платформы и их рудоносность. — Там же, 1972.

- Шанин Л.Л., Дядин Н.Н. Пути повышения точности определения радиогенного аргона методом изотопного разбавления. — Труды VI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, № 3-4, 1932.
- Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Бюлл., МОИП, нов. серия, вып. 2 (6), 1945.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н.С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. — МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Швецов П.Н., Ямаев Ф.А., Астахов А.В. Среднерифейская липарито-базальтовая формация западного склона Южного Урала. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральского, петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Шмидт А.И. Основные черты вулканизма и сульфидного оруденения северо-западного склона Полярного Урала. — Там же, 1974.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. — Труды ИГ УФАИ СССР, вып. 72. Свердловск, 1964.
- Штейнберг Д.С. О специфике магматизма западного склона Урала. — Вулканогенные образования Урала. Свердловск, 1968.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. — Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. III. Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. — Геология СССР, т. XII, ч. I, кн. I, М., "Недра", 1969а.
- Штейнберг Д.С., Иванов К.П. Базальтоидный магматизм восточной окраины Русской платформы, примыкающей к Уралу. — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Штейнберг Д.С., Соболев И.Д., Иванов С.Н., Овчинников Л.Н. Состояние и основные задачи уральской петрологии. — Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1969.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Материалы к симпозиуму. Свердловск, 1971.
- Штилле Г. Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны. — МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9. М., "Наука", 1964.
- Штрейс Н.А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — МГК, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2. М., "Наука", 1968.
- Шуркин К.А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 7. Л., 1957.

- Шуркин К.А. Магматизм нижнего докембрия Русской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа). — Тезисы 2-го Петрогр. совещ. по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. — Проблемы связи тектоники и магматизма, М., "Наука", 1969.
- Шеглов А.Д. Металлогения областей автономной активации, М., "Недра", 1968.
- Шербин С.С. Взаимоотношение разновозрастных гранитов с доордовикскими осадочно-метаморфическими породами в районе Мань-Хамбо на Приполярном Урале. — Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Тезисы докл. 3-го Уральск. петрогр. совещ., т. I. Свердловск, 1974.
- Шербин С.С. Пространственное и временное взаимоотношения сидеритового, турьитового и сульфидного оруденения на Бакальском железорудном поле. — Там же, 1974а.
- Шербин С.С., Богомол А.А. Магматизм и меденосность Денисовской структурно-фациальной зоны. — Там же, 1974.
- Юшкин Н.П., Калинин Е.П. Закономерности распределения и геохимические связи элементов в рудных кварцевых жилах Торговского вольфрам-молибден-висмутного месторождения. — Труды ИГ Коми ФАН СССР, вып. 13, Сыктывкар, 1969.
- Юшкин Н.П., Фишман М.В., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Общие закономерности развития процессов рудогенеза на Приполярном Урале. — Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы докл. Сыктывкар, 1972.
- Якобсон К.Э. Основные черты строения рифейских осадочных толщ Приуралья. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1.
- Яковлев Б.Г. Региональный метаморфизм и вопросы геологического развития кристаллического фундамента Татарии. Автореф. дисс. Казань, 1967.
- Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5.
- Ярош А.Я. Структура кристаллического фундамента западного Приуралья. — МГК, XXII сессия. Доклады сов. геол. Проблема 2. "Недра", 1965.
- Яшенко М.Л., Варшавская Э.С., Мануйлова М.М. Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии по данным рубидий-стронциевого метода. — Геохимия, 1964, № 2.
- Abstracts of reports. — Intern. Geol. Congress, XXIV sess., section I, Precambrian Geology, Montréal, 1972.
- Aldrich L.T., Wetherill G.W., Davis G., Tilton G.R. Radioactive ages of micas from granitic rocks by Rb-Sr method. — Trans. Amer. geophys. Union, v. 38, N 6, 1958.
- Allsopp H.L., Ulrych T.J., Nikolaysen L.O. Dating some significant events in the history of the Swaziland system by Rb-Sr isochron method. — Canad. J. Earth Sci., v. 5, N 3, 1968.
- Almeida F.M. de, Melcher G.G., Cordani U.G., Kawashita K., Vandroso P. Radiometric age determinations from Northern Brazil. — Bol. Soc. Brasil geol., v. 17, N 1, 1968.
- Bailey S.V., Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H. K-Ar dating of sedimentary illite polytypes. — Geol. Soc. Amer. Bull., v. 73, N 9, 1962.
- Breemen O. Van, Aftalion M., Pidgeon R.T. The age of the granitic injection complex of Harris, Outer Hebrides. — Scot. J. Geol., v. 7, N 2, 1972.
- Burek A., Peterman Z.E. Rb-Sr contribution to the location of Churchill - Superior boundary in Manitoba. — Canad. J. Earth Sci., v. 7, N 3, 1970.

- Cahen L., Delhal J., Deutsch S., Grögler N., Pasteels P. The age of the Roan Antelope and Mufulira granites (copperbelt of Zambia). – *Ann. Mus. roy. Afr. cent. Sci. geol.*, N 65, 1970.
- Clark G.S., Kulp J.L. Isotopic age study of metamorphism and intrusion in Western Connecticut and Southeastern New York. – *Amer. J. Sci.*, 266, N 10, 1968.
- Compston W., Arriens P.A. The Precambrian geochronology of Australia. – *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, N 3, pt. 2, 1968.
- Cormier R.F. Radiometric ages of granitic rocks, Cape Breton Island, Nova Scotia. – *Canad. J. Earth Sci.*, v. 9, N 9, 1972.
- Crawford A.R. The Precambrian geochronology of Rajartan and Bundelhand northern India. – *Canad. J. Earth Sci.*, v. 7, N 1, 1970.
- Crawford A.R., Compston W. The age of the Vindhyan system of Peninsular India. – *J. Geol. Soc. London*, v. 125, N 499, pt. 3, 1970.
- Dalrymple G.B., Lanphere M.A. Potassium-argon dating. – Freeman and Co. San Francisco, 1969.
- Davis R.G., Crawford A.R. Petrography and age of the rock of Bulland Hill, Kirana Hills, Pakistan. – *Geol. Mag.*, v. 108, N 3, 1971.
- Denison R.E., Hetherington E.A. Basement rocks in far West Texas and south-central New-Mexico. – *Abstracts of North Amer. Geol.*, March, N 04988, 1970.
- Eastin R., Faure G. The age of the Littlewood volcanic of coats Land, Antarctica. – *J. Geol.*, v. 79, N 2, 1971.
- Evernden J.F., Curtis G.H., Kistler P.W., Obradovich J.D. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, leucipe and phlogopite. – *Amer. J. Sci.*, v. 258, N 8, 1960.
- Evernden J.F., Kistler P.W. Chronology of emplacement of mezozoic batholithic complexes in California and Western Nevada. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, N 623, 1970.
- Gibbins W.A., Adams C.J., McNutt R.N. New developments in Sudbury geology. Rb-Sr isotopic studies of the Murray granite. – *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, N 10, 1972.
- Goldich S.S. Geochronology in the Lake Superior region. – *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, N 3, pt. 2, 1968.
- Halpern M. Rb-Sr date of possible 3 billion years for a granitic rocks from Antarctica. – *Science*, v. 169, N 3949, 1970.
- Heath S.A., Fairbairn H.W. Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> ratios in anorthosites and some associated rocks. – *Mem. N. U. State Mus. Sci. Serv.* N 18, 1969.
- Hedge C.E. Whole-rock Rb-Sr age of the Pines Peak batholith, Colorado. – *Geol. Surv. Profess. Pap.*, N 700-B, 1970.
- Holmes A. The age of the Earth. – *Ann. rept. Smithsonian inst.*, 1948.
- Holmes A. A revised geological time-scale. – *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 17, N 3, 1960.
- Hurley P.M., Cormier R.F., Hower J., Fairbairn H.W., Pinson W.H. Reliability of glauconite for age measurements by K-Ar and Rb-Sr methods. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, v. 44, N 11, 1966.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W. Rb-Sr ages in Vietnam: 530 m.y. event. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 83, N 11, 1972.
- Hurley P.M., Goodman C.H. Helium age measurement. J. Preliminary magnetite index. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 54, N 3, 1943.
- Hurley P.M., Hunt J.M., Pinson W.H., Fairbairn H.W. K-Ar age values on the clay fractions in dated shales. – *Geochim. et Cosmochim. acta*, v.27, 1963.
- Hurley P.M., Leo G., White R., Fairbairn H.W. Liberian age province (about 2700 m.y.). – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, N 12, 1971.

- Johnson M.R.W., Shephert J. Notes on the age of metamorphism of the Moian. — Scot. J. Geol. Soc., v. 6, N 2, 1970.
- Kaneoka J. Ar<sup>40</sup>-Ar<sup>39</sup> age studies of some ultramafic rocks from Kola Peninsula. — Fortschritte der Mineralogie. B. 30, Beiheft 3, Stuttgart, 1973.
- Kulp J.L. The geological time-scale. — Rept XXI Sess. Internat. Geol. Congr. Norden. Pt. III. Pre-Quaternary Absolute Age Determination. Copenhagen, 1960.
- Lapham D.M., Root S.I. Summary of isotopic age determinations in Pennsylvania. — Pap. Geol. Surv. Inform. Circ., N 70, 1971.
- Lippolt H.J., Wasserburg G.J. Rb-Sr mineral isochron ages of Monche-Tundra rocks, Kola Peninsula, bearing excess argon. — Fortschritte der Mineralogie, B. 50, Beiheft 3, Stuttgart, 1973.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J., Gale N.H., Mc Gregor V.R. Further rubidium - strontium age determinations on the Very Early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland. — Nature Phys. Sci., v. 240, N 100, 1972.
- Noiret G., Montigny R., Allegre C.J. Rb<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> systematics in Bassian de Paris basement complex rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, N 10, 1972.
- Priem H. N. A. a. oth. Granitic complexes of "Grenvilly" age in Rondonia, Western Brazil. — Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, N 4, 1971.
- Randohr P., Ottemmann J., Schidlovsky. Mikroskop, Mikrosonde und Schätzung der Uran-Blai Alter. — Max-Planck Institute für Kernphysik, Heidelberg, Bd. 12, 1965.
- Sabine P.A., Watson J.V. Isotopic age - determinations of rocks and minerals from the British Isles, 1967-8. — Quart. J. Geol. Soc. Ld., v. 126, N 503, pt. 3, 1971.
- Stills F.A., Dasch E.J. Rb-Sr study of the stony Greek granite, Southern Connecticut: a case for limited remobilization. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 83, N 11, 1972.
- Stuckless J.S., Naeser C.W. Rb-Sr and fission-track age determinations in the Precambrian plutonic basement around the superstition volcanic field, Arisona. — Geol. Surv. Profess. Pap. N 800-B, 1972.
- Sympos. dedicated to Prof. Arthur Holmes. The Phanerozoic Time-Scale. — Geol. Soc. London, 1964.
- Tilton G., Steiger R. Mineral ages and isotopic composition of primary Lead of Manitonwadge, Ontario. — J. Geophys. Res., v. 74, N 8, 1969.
- Tugarinov A.I., Bibikova E.V. Geochronological events in the precambrian history of the eastern part of the Baltic shield by Rb-U-Th method. — Europ. Colloquium Geochronology Abstr. Brussels, 1971.
- Vail J.R., Dodson M.H. Geochronology of Rhodesia. — Trans Geol. Soc. S. Afr., v. 72, N 3, 1969.
- Van Schmus V.R. Rb-Sr age of middle Keweenawan rocks, Ontario, Canada. — Geol. Soc. Amer. Bull., v. 82, N 11, 1971.
- Vidal P., Auvray B., Chauvet J., Cogne J. L'âge radiométrique de la diorite de Saint-Quey-Portrieux (Côteš-du-Nord). Ses consequences sur le Brioverien de la baie de Săint-Brieuc. — C.R. Acad. Sci., D275, N 13, 1972.
- Vitrac A. Datition U-Pb du granite charnockitique de l'Agly, Pyrenees-Orientales (France). — C.r. Acad. Sci., d275, N 17, 1972.
- Wanless R.K., Loveridge W.D. Rubidium-Strontium isochron age studies. Rept. 1. — Pap. Geol. Surv. Canad., N 23, 1972.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава I. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ СИСТЕМЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ . . . . .	12
О характере возрастных проб . . . . .	13
О методике определения содержания калия и радиоген- ного аргона . . . . .	15
О критериях оценки пригодности минералов и горных пород для К-Аг датирования . . . . .	18
К геологической интерпретации К-Аг данных . . . . .	35
Заключение . . . . .	37
Глава II. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ГЕОИСТОРИЧЕСКОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ (возможный вариант) . . . . .	39
Глава III. РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ. . . . .	73
Нижний докембрий Урала . . . . .	75
Нижний докембрий восточной части Русской плиты . . . . .	84
Сопоставление нижнего докембрия Урала и восточной части Русской плиты . . . . .	101
Заклучение . . . . .	110
Глава IV. РИФЕЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ . . . . .	112
Бурзянский мезоцикл . . . . .	115
Юрматинский мезоцикл . . . . .	131
Первый позднерифейский мезоцикл . . . . .	134
Второй позднерифейский мезоцикл . . . . .	136
О рифее Мугодзар . . . . .	137
Некоторые особенности рифейской геологической исто- рии региона . . . . .	138
Заклучение . . . . .	144
Глава V. ВЕНДОМСКО-ФАНЕРОЗОЙСКИЙ МЕГАЦИКЛ . . . . .	146
Байкальский тектоно-магматический цикл . . . . .	148
Вендомий . . . . .	-
Кембрий . . . . .	155
Некоторые особенности проявления байкальского тектоно-магматического цикла в Урало-Тимано-Му- годжарском регионе . . . . .	161

1 р. 80 к.

2133